MEMORIE

DELLA

SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI

E DEL

MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE

DI MILANO

Volume XVIII

CON 17 TAVOLE

MILANO

1969 - 1970

INDICE DEL VOLUME XVIII

CONTENTS

MEMORIE DELLA SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E DEL
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

Volume XVIII - Fasc. I

GIOVANNI PINNA

REVISIONE DELLE AMMONITI FIGURATE DA GIUSEPPE MENEGHINI NELLE TAV. 1-22 DELLA "*MONOGRAPHIE DES FOSSILES DU CALCAIRE ROUGE AMMONITIQUE*" (1867-1881)

Con 6 tavole fuori testo e due figure n. t.

Sezione di Paleontologia del Museo Civico di Storia Naturale di Milano

Col contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche
« Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie »

MILANO
31 dicembre 1969

Elenco delle Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano

VOLUME I.

I - Cornalia E., 1865 - Descrizione di una nuova specie del genere *Felis*: *Felis jacobita* (Corn.). *9 pp., 1 tav.*

II - Magni-Griffi F., 1865 - Di una specie d'*Hippolais* nuova per l'Italia. *6 pp., 1 tav.*

III - Gastaldi B., 1865 - Sulla riescavazione dei bacini lacustri per opera degli antichi ghiacciai. *30 pp., 2 figg., 2 tavv.*

IV - Seguenza G., 1865 - Paleontologia malacologica dei terreni terziarii del distretto di Messina. *88 pp., 8 tavv.*

V - Gibelli G., 1865 - Sugli organi riproduttori del genere *Verrucaria*. *16 pp., 1 tav.*

VI - Beggiato F. S., 1865 - Antracoterio di Zovencedo e di Monteviale nel Vicentino. *10 pp., 1 tav.*

VII - Cocchi I., 1865 - Di alcuni resti umani e degli oggetti di umana industria dei tempi preistorici raccolti in Toscana. *32 pp., 4 tavv.*

VIII - Targioni-Tozzetti A., 1866 - Come sia fatto l'organo che fa lume nella lucciola volante dell'Italia centrale (*Luciola italica*) e come le fibre muscolari in questo ed altri Insetti ed Artropodi. *28 pp., 2 tavv.*

IX - Maggi L., 1865 - Intorno al genere Aeolosoma. *18 pp., 2 tavv.*

X - Cornalia E., 1865 - Sopra i caratteri microscopici offerti dalle Cantaridi e da altri Coleotteri facili a confondersi con esse. *40 pp., 4 tavv.*

VOLUME II.

I - Issel A., 1866 - Dei Molluschi raccolti nella provincia di Pisa. *38 pp.*

II - Gentilli A., 1866 - Quelques considérations sur l'origine des bassins lacustres, à propos des sondages du Lac de Come. *12 pp., 8 tavv.*

III - Molon F., 1867 - Sulla flora terziaria delle Prealpi venete. *140 pp.*

IV - D'Achiardi A., 1866 - Corallarj fossili del terreno nummulitico delle Alpi venete. *54 pp., 5 tavv.*

V - Cocchi I., 1866 - Sulla geologia dell'alta Valle di Magra. *18 pp., 1 tav.*

VI - Seguenza G., 1866 - Sulle importanti relazioni paleontologiche di talune rocce cretacee della Calabria con alcuni terreni di Sicilia e dell'Africa settentrionale. *18 pp., 1 tav.*

VII - Cocchi I., 1867 - L'uomo fossile nell'Italia centrale. *82 pp., 21 figg., 4 tavv.*

VIII - Garovaglio S., 1866 - *Manzonia cantiana, novum Lichenum Angiocarporum genus propositum atque descriptum*. *8 pp., 1 tav.*

IX - Seguenza G., 1867 - Paleontologia malacologica dei terreni terziari del distretto di Messina (Pteropodi ed Eteropodi). *22 pp., 1 tav.*

X - Dürer B., 1867 - Osservazioni meteorologiche fatte alla Villa Carlotta sul lago di Como, ecc. *48 pp., 11 tavv.*

VOLUME III.

I - Emery C., 1873 - Studii anatomici sulla *Vipera Redii*. *16 pp., 1 tav.*

II - Garovaglio S., 1867 - *Thelopsis, Belonia, Weitenwebera et Limboria, quatuor Lichenum Angiocarpeorum genera recognita iconibusque illustrata*. *12 pp., 2 tavv.*

III - Targioni-Tozzetti A., 1867 - Studii sulle Cocciniglie. *88 pp., 7 tavv.*

IV - Claparède E. R. e Panceri P., 1867 - Nota sopra un Alciopide parassito della *Cydippe densa* Forsk. *8 pp., 1 tav.*

V - Garovaglio S., 1871 - *De Pertusariis Europae mediae commentatio*. *40 pp., 4 tavv.*

VOLUME IV.

I - D'Achiardi A., 1868 - Corallarj fossili del terreno nummulitico dell'Alpi venete. Parte II. *32 pp., 8 tavv.*

II - Garovaglio S., 1868 - *Octona Lichenum genera vel adhuc controversa, vel sedis prorsus incertae in systemate, novis descriptionibus iconibusque accuratissimis illustrata*. *18 pp., 2 tavv.*

III - Marinoni C., 1868 - Le abitazioni lacustri e gli avanzi di umana industria in Lombardia. *66 pp., 5 figg., 7 tavv.*

IV - (Non pubblicato).

V - Marinoni C., 1871 - Nuovi avanzi preistorici in Lombardia. *28 pp., 3 figg., 2 tavv.*

NUOVA SERIE

VOLUME V.

I - Martorelli G., 1895 - Monografia illustrata degli uccelli di rapina in Italia. *216 pp., 46 figg., 4 tavv.*

(Del vol. V non furono pubblicati altri fascicoli).

VOLUME VI.

I - De Alessandri G., 1897 - La pietra da cantoni di Rosignano e di Vignale. Studi stratigrafici e paleontologici. *104 pp., 2 tavv., 1 carta.*

II - Martorelli G., 1898 - Le forme e le simmetrie delle macchie nel piumaggio. Memoria ornitologica. *112 pp., 63 figg., 1 tav.*

III - Pavesi P., 1901 - L'abbate Spallanzani a Pavia. *68 pp., 14 figg., 1 tav.*

VOLUME VII.

I - De Alessandri G., 1910 - Studi sui pesci triasici della Lombardia. *164 pp., 9 tavv.*

(Del vol. VII non furono pubblicati altri fascicoli).

VOLUME VIII.

I - Repossi E., 1915 - La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici. Parte I. *pp. 1-46, 5 figg., 3 tavv.*

II - Repossi E., 1916 (1917) - La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici. Parte II. *pp. 47-186, 5 figg., 9 tavv.*

III - Airaghi C., 1917 - Sui molari d'elefante delle alluvioni lombarde, con osservazioni sulla filogenia e scomparsa di alcuni Proboscidati. *pp. 187-242, 4 figg., 3 tavv.*

VOLUME IX.

I - Bezzi M., 1918 - Studi sulla ditterofauna nivale delle Alpi italiane. *pp. 1-164, 7 figg., 2 tavv.*

II - Sera G. L., 1920 - Sui rapporti della conformazione della base del cranio colle forme craniensi e colle strutture della faccia nelle razze umane. - (Saggio di una nuova dottrina craniologica con particolare riguardo dei principali cranii fossili). *pp. 165-262, 7 figg., 2 tavv.*

MEMORIE DELLA SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E DEL
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

Volume XVIII - Fasc. I

GIOVANNI PINNA

REVISIONE DELLE AMMONITI FIGURATE DA GIUSEPPE MENEGHINI NELLE TAV. 1-22 DELLA *"MONOGRAPHIE DES FOSSILES DU CALCAIRE ROUGE AMMONITIQUE"* (1867-1881)

Con 6 tavole fuori testo e due figure n. t.

Sezione di Paleontologia del Museo Civico di Storia Naturale di Milano

Col contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche
« Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie »

MILANO
31 dicembre 1969

GIOVANNI PINNA

Revisione delle ammoniti figurate da Giuseppe Meneghini nelle Tavole 1-22 della « *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique* » (1867-1881)

Riassunto. — Nel presente lavoro viene effettuata la revisione delle ammoniti figurate da GIUSEPPE MENEGHINI (1867-1881) nelle prime 22 tavole della sua classica monografia sul « rosso ammonitico ». Per tale lavoro sono state prese in considerazione le ammoniti della collezione Meneghini esistenti nel Museo di Paleontologia dell'Università di Pisa, comprendenti 27 olotipi. Sono inoltre stati fissati 10 neotipi in sostituzione di quelli andati perduti durante l'ultimo conflitto mondiale assieme a tutta la collezione del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, anch'essa descritta nella monografia di Meneghini. Sono stati figurati tutti gli esemplari della collezione originale ancora esistenti ed i neotipi, conservati per la maggior parte nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano. E' stata infine descritta la nuova specie *Peronoceras merlai*.

Summary. — Revision of the Ammonites figured by Giuseppe Meneghini on plates 1-22 of his « Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique ».

All specialists of Ammonites know the fundamental work by GIUSEPPE MENEGHINI « *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique* (*Lias supérieur*) *de Lombardie et de l'Apennin central* », published in Milan between 1867 and 1881 in the series of paleontological memories « *Paléontologie Lombarde* » under the supervision of Prof. ANTONIO STOPPANI of the Museo Civico di Storia Naturale of Milan. Equally well known is the revision of this very important work made by GUIDO BONARELLI in 1899.

When GIUSEPPE MENEGHINI was invited by ANTONIO STOPPANI to study the Upper Lias Ammonites of the « rosso ammonitico lombardo », he considered the rich Stoppani Collection of the Milan Museum, with Ammonites coming from various localities in Lombardy (Pian d'Erba, Suello, etc.) and also the imposing material of the Paleontological Museum of Pisa University, including Ammonites coming from various localities in central Appennine (Cesi, Cagli, Catria, Val d'Urbia, etc.). BONARELLI in his revision considered both collections, while in the years that followed, the material of the Pisa Museum was studied by several other Authors. Among these was GIOVANNI MERLA who considered in two « memories » published in 1932 and 1933 the genera *Phymatoceras*, *Lillia*, *Denckmannia*, *Chartronia*, *Brodiceras*, *Pseudomercaticeras*, *Mercaticeras*, *Crassiceras*, *Hildoceras*, *Hammatoceras* e *Erycites* figuring again some of the specimens published by MENEGHINI and establishing several new species. The same Author published in 1933 a short preliminary note on « *Stephanoceratinae* » of the same collection, but the announced work was not published.

The collections of the Milan and Pisa Museums were again studied by L. NEGRI (1933, 1936) and by B. LEPORI (1941) in three works making part of the series « *Revisione delle ammoniti liassiche della Lombardia occidentale* », in which were considered the following genera: *Phylloceras*, *Rhacophyllites*, *Meneghiniceras*, *Harpophylloceras* and *Paltopleuroceras*. Also in the above mentioned works, some of the Ammonites published by MENEGHINI were rifigured.

While the collections of the Pisa Museum resisted the vicissitudes of World War II, in 1943 a heavy air bombing struck the Milan Museum and in the fire that followed the entire Stoppani Collection, which included the liassic Ammonites studied by MENEGHINI, with many precious types, was totally lost.

The object of this work is to offer a complete set of photographs of the Ammonites studied by MENEGHINI that are still preserved and which were often interpreted by the engraver, and give a more up to date classification.

The material still preserved in the Pisa Paleontological Museum includes 27 holotypes. To substitute the lost holotypes the writer has fixed, on Lombardy material, the neotypes of the following species:

Fuciniceras bicicolae (Bonarelli, 1895)
Protogrammoceras meneghinii (Bonarelli, 1899)
Brodieia anonyma (Meneghini, 1881)
Hammatoceras victorii Bonarelli, 1899
Reynesoceras subanguinum (Meneghini, 1881)
Reynesoceras indunense (Meneghini, 1881)
Meneghiniceras dorsinodosum (Bonarelli, 1895)
Meneghiniceras lariense (Meneghini, 1875)

the above mentioned neotypes are kept in the Museo Civico di Storia Naturale of Milan.

The neotypes of:

Brodieia gradata (Merla, 1933)
Pseudomercaticeras rotaries Merla, 1933

which were established on Appennine Ammonites are kept in the Geological Museum of Pisa University.

I was unable to establish neotypes of the following species for lack of fresh material:

Trachylytoceras polidorii (Bonarelli, 1899)
Meneghiniceras bicicolae (Bonarelli, 1895)
Calliphylloceras bicicolae (Meneghini, 1875)
Lytoceras villae Meneghini, 1875
Calliphylloceras stoppanii (Meneghini, 1875)

In order to illustrate some species figured by MENEGHINI and whose originals were lost, I figured samples of the following species, that are kept in the Milan Museum:

Hildaites serpentinum (Rein., 1818)
Arieticeras bertrandi (Kilian, 1889)
Arieticeras retrorsicosta (Oppel, 1862)
Pleuroceras pseudocostatum (Hyatt, 1867)
Pleuroceras spinatum (Brug., 1789)
Reynesoceras ragazzonii (Hauer, 1861)

Is finally described the new species *Peronoceras merlaï*.

In the revision of the plates, next to the original determination by MENEGHINI, is given the new classification, the paleontological zone when possible, the locality of origin, the collocation (MP = Museo di Paleontologia dell'Università di Pisa, MM = Museo Civico di Storia Naturale di Milano).

I finally inform specialists that the Laboratory of Paleontology of the Museo Civico di Storia Naturale of Milan can now supply the casts of original types.

INTRODUZIONE

A tutti gli studiosi di ammoniti è nota la fondamentale opera di GIUSEPPE MENEGHINI « *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin central* », pubblicata a Milano in fascicoli fra il 1867 ed il 1881 nella serie di memorie paleontologiche « *Paléontologie Lombarde* » diretta dal Professor ANTONIO STOPPANI del Museo Civico di Storia Naturale di Milano. Altrettanto nota è la revisione di questo monumentale lavoro effettuata da GUIDO BONARELLI nel 1899, mentre assai meno conosciute sono le vicessitudini che negli anni seguenti portarono questo classico materiale a ridursi notevolmente di numero a causa degli eventi bellici che hanno spesso colpito in modo irreparabile i musei italiani.

Giuseppe Meneghini, invitato da Antonio Stoppani ad eseguire uno studio sulle ammoniti del Lias superiore del « rosso ammonitico lombardo », prese in considerazione, come egli stesso spiega nell' introduzione al lavoro, oltre alla ricca collezione Stoppani del Museo di Milano, con ammoniti provenienti da numerose località lombarde (Pian d'Erba, Suello, ecc.), anche l'abbondante materiale del Museo di Paleontologia dell'Università di Pisa, comprendente ammoniti di numerose località dell'Appennino centrale (Cesi, Cagli, Catria, Val d'Urbia, ecc.).

Negli anni che seguirono alla revisione di Bonarelli, autore che ebbe la possibilità di osservare il materiale delle due collezioni, le ammoniti del Museo pisano furono oggetto di altri e più moderni studi da parte di numerosi autori. Fra questi GIOVANNI MERLA in due memorie, apparse l'una nel 1933 l'altra nel 1934, prese in considerazione i generi *Phymatoceras, Lillia, Denckmannia, Chartronia, Brodiceras, Pseudomercaticeras, Mercaticeras, Crassiceras, Hildoceras, Hammatoceras* e *Erycites* figurando di nuovo alcuni degli esemplari già apparsi nelle tavole di MENEGHINI ed istituendo numerose nuove specie. Lo stesso autore pubblicò nel 1933 una breve nota preliminare sugli « *Stephanoceratinae* » della medesima collezione (generi *Deroceras, Peronoceras, Collina, Dactylioceras, Coeloceras, Stephanoceras*) ripromettendosi un più ampio lavoro, mai più eseguito. La collezione del Museo di Pisa e la collezione del Museo di Milano furono poi oggetto di studi da parte di L. NEGRI (1934, 1936) e di B. LEPORI (1941) che in tre lavori facenti parte di una serie intitolata « *Revisione delle ammoniti liassiche della Lombardia occidentale* » presero in considerazione i generi *Phylloceras, Rhacophyllites, Meneghiniceras, Harpophylloceras* e *Paltopleuroceras*, figurando alcuni esemplari già riportati dal Meneghini.

Mentre le collezioni del Museo di Pisa resistettero alle vicessitudini del secondo conflitto mondiale, nel 1943 un violento bombardamento aereo colpì il Museo di Milano e nell' incendio che ne seguì andò perduta l' intera collezione Stoppani, fra cui le ammoniti liassiche studiate da Meneghini con numerosi e preziosissimi tipi.

La scomparsa dunque di parte del materiale studiato da Meneghini, la perdita di numerosi olotipi, la necessità di offrire agli studiosi una completa illustrazione degli esemplari già figurati nel lavoro originale, e spesso interpretati dall' incisore, e la necessità di una nuova e più completa classificazione, mi hanno indotto a questo lavoro di revisione che si ripromette, oltre al resto, di fare il punto sulla collezione mettendo in risalto quale è il materiale ancora esistente e quale invece il materiale andato definitivamente perduto.

Del materiale originale è dunque presente quasi al completo quello della collezione del Museo Geologico dell'Università di Pisa che comprende gli olotipi delle seguenti specie:

Hildoceras caterinii Merla, 1933
Harpoceras exaratum subexaratum (Bonarelli, 1899)
Brodieia tumida (Merla, 1933)
Mercaticeras rursicostatum (Merla, 1933)
Phymatoceras (Phymatoceras) planulatum (Merla, 1933)
Dumortieria meneghinii (Zittel in Haug, 1887)
Hammatoceras personatum Fossa Mancini, 1915
Hammatoceras meneghinii Bonarelli, 1899
Erycites picenus Fossa Mancini, 1915
Hammatoceras porcarellense Bonarelli, 1899
Collina meneghinii Bonarelli, 1899
Dactylioceras annulatiforme (Bonarelli, 1899)
Phylloceras ausonium (Meneghini, 1875)
Calliphylloceras beatricis (Bonarelli, 1899)
Calliphylloceras virginiae (Bonarelli, 1899)
Calliphylloceras spadae (Meneghini, 1875)
Calliphylloceras selinoides (Meneghini, 1875)
Calliphylloceras desioi (Negri, 1936)
Alocolytoceras catriensis (Meneghini, 1881)
Alocolytoceras dorcadis (Meneghini, 1875)
Lytoceras cereris Meneghini, 1875
Audaxlytoceras spirorbis (Meneghini, 1875)
Lytoceras velifer Meneghini, 1875
Lytoceras sepositum Meneghini, 1875
Trachylytoceras corrugatum (Bonarelli, 1893)
Peronoceras polyphemus Merla
Peronoceras merlai n. sp.

Sono stati da me inoltre fissati su materiale lombardo, in sostituzione di quelli andati perduti, i neotipi delle specie:

Fuciniceras bicicolae (Bonarelli, 1895)
Protogrammoceras meneghinii (Bonarelli, 1899)
Brodieia anonyma (Meneghini, 1881)
Hammatoceras victorii Bonarelli, 1899
Reynesoceras indunense (Meneghini, 1881)
Reynesoceras subanguinum (Meneghini, 1881)
Meneghiniceras dorsinodosum (Bonarelli, 1895)
Meneghiniceras lariense (Meneghini, 1875)

che vengono conservati nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, ed i neotipi delle specie:

Brodieia gradata (Merla, 1933)
Pseudomercaticeras rotaries Merla, 1933

stabiliti su materiale appenninico, che vengono conservati nel Museo di Paleontologia dell'Università di Pisa.

Per le specie:

Trachylytoceras polidorii (Bonarelli, 1899)
Meneghiniceras bicicolae (Bonarelli, 1895)
Calliphylloceras bicicolae (Meneghini, 1875)
Lytoceras villae Meneghini, 1875
Calliphylloceras stoppanii (Meneghini, 1875)

non mi è invece stato possibile fissare i neotipi in sostituzione di quelli distrutti per mancanza di nuovo materiale.

Allo scopo di illustrare alcune specie, già figurate da Meneghini, ma i cui originali sono andati perduti, sono stati riportati sulle tavole esemplari delle seguenti specie, conservati nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano:

Hildaites serpentinum (Rein., 1818)
Arieticeras bertrandi (Kilian, 1889)
Arieticeras retrorsicosta (Oppel, 1862)
Pleuroceras pseudocostatum (Hyatt, 1867)
Pleuroceras spinatum (Brug., 1789)
Reynesoceras ragazzonii (Hauer, 1861)

Nella revisione delle tavole vengono riportati, accanto alla denominazione originale delle specie data da Meneghini, la nuova classificazione, il piano di appartenenza e, ove possibile, la « zona paleontologica », la località di provenienza, la collocazione e, qualora l' esemplare sia andato distrutto, la dicitura « *perduto* ».

Mi è particolarmente gradito esprimere i più vivi ringraziamenti al Prof. Guido Tavani, Direttore dell' Istituto di Paleontologia dell'Università di Pisa, per avermi gentilmente concesso in prestito il materiale del suo Museo, facilitandomi così il lavoro di revisione, ed al Prof. Sergio Venzo, per i preziosi consigli da lui avuti durante la stesura del testo e la composizione delle tavole.

REVISIONE DELLE TAVOLE

Il numero delle tavole si riferisce al lavoro di Meneghini

Prima riga: a sinistra indicazione della figura e classificazione di Meneghini, a destra nuova classificazione.
Seconda riga: a sinistra età, zona paleontologica, località, collezione (MP = Museo di Paleontologia dell'Università di Pisa; MM = Museo Civico di Storia Naturale di Milano), presenza o assenza del materiale.
Terza riga: a sinistra indicazione di tavola e figura nel lavoro di revisione.
Quarta riga: eventuali note.

Tavola I

Fig. 1abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Alpe Turati. MM, perduto.

Fig. 2abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Val d'Urbia. MP.
Tav. I, fig. 10.

Fig. 3ab. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.), forma transizionale ad *Hildoceras semipolitum*.
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». M. Catria, MP, perduto.

Fig. 4abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.), forma transizionale ad *Hildoceras semipolitum*.
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Cesi. MP.
Tav. I, fig. 3.

Fig. 5abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras semipolitum* Buck., 1902
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Val d'Urbia. MP.
Tav. I, fig. 2.

Fig. 6abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Cagli. MP.
Tav. I, fig. 4.

Fig. 7abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Pian d'Erba. MM, perduto.

Fig. 8abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». M. Catria. MP.
Tav. I, fig. 1.

Tavola II

Fig. 1abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras sublevisoni* Fucini, 1919
Toarciano inf. « *zona a falcifer mediterraneum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.

Fig. 2abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras sublevisoni* Fucini, 1919
Toarciano inf. « *zona a falcifer mediterraneum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.

Fig. 3abc. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras caterinii* Merla, 1933
Toarciano, zona ind. Monte dei Fiori. MP.
Tav. I, fig. 5, *Holotypus*.

Fig. 4ab. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras sublevisoni* Fucini, 1919
Toarciano inf. « *zona a falcifer mediterraneum* ». Luera. MM, perduto.

Fig. 5. *Ammonites bifrons* Brug. . . . . *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Monte Fiori. MP.
Tav. I, fig. 11.

Tavola III

Fig. 1ab. *Ammonites serpentinus* Rein. sp. . . . . *Hildaites serpentinum* (Reinecke, 1818)
Toarciano inf. « *zona a falcifer mediterraneum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.
Tav. I, fig. 16.
L'esemplare figurato non appartiene alla collezione Meneghini - Stoppani: fu raccolto da S. Venzo ad Entratico, ed è ora conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 2abc. *Ammonites falcifer* Sow. . . . . *Harpoceras falcifer* (Sowerby, 1820) *mediterraneum* Pinna, 1968
Toarciano inf. « *zona a falcifer mediterraneum* ». Porcarella. MP.
Tav. I, fig. 12.
Holotypus descritto e figurato da Pinna (1968, pag. 37, tav. II, fig. 10).

Fig. 3ab. *Ammonites falcifer* Sow. . . . . *Fuciniceras bicicolae* (Bonarelli, 1895)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Bicicola. MM, perduto.
Tav. II, fig. 12, *Neotypus*.
Il *Neotypus*, non appartenente alla collezione Meneghini-Stoppani, fu raccolto da S. Venzo all'Alpe Turati ed è ora conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Tavola IV

Fig. 1abc. *Ammonites complanatus* Brug. . . . . *Harpoceras exaratum* (Young e Bird, 1822) *subexaratum* (Bonarelli, 1899)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Porcarella. MP.
Tav. I, fig. 18, *Holotypus*.

Fig. 2ab. *Ammonites complanatus* Brug. . . . . *Harpoceratoides* sp.
Toarciano inf. Monte Faito. MP.
Tav. I, fig. 17.

Fig. 3abcd. *Ammonites complanatus* Brug. . . . . *Polyplectus epiroticus* Renz, 1925
Toarciano inf. Cagli. MP.
Tav. I, fig. 13.

Tavola V

Ammonites comensis Buch. . . . . *Phymatoceras* (*Chartronia*) *evolutum* Merla, 1933
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Suello. MM, perduto.

Tavola VI

Fig. 1ab. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Phymatoceras* (*Chartronia*) *speciosum* (Merla, 1933)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Pian d'Erba. MM, perduto.
Tav. II, fig. 13, *Holotypus*.
L' *Holotypus* figurato da Merla, non appartenente alla collezione Meneghini, è conservato presso il Museo di Paleontologia dell'Università di Pisa.

Fig. 2ab. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Phymatoceras* (*Phymatoceras*) *escheri* (Hauer, 1856)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* », Pian d'Erba. MM, perduto.

Fig. 3ab. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Phymatoceras* (*Phymatoceras*) cf. *escheri* (Hauer, 1856)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Valmadrera. MM, perduto.

Fig. 4. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Phymatoceras* (*Phymatoceras*) cf. *escheri* (Hauer, 1856)
Toarciano sup. Marconessa. MP.
Tav. I, fig. 8.

Tavola VII

Fig. 1abcd. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Brodieia gradata* (Merla, 1933)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Cesi. MP, perduto.
Tav. II, fig. 4, *Neotypus*.
Il *Neotypus*, esemplare della collezione Meneghini non figurato, è conservato nelle collezioni del Museo di Paleontologia dell'Università di Pisa.

Fig. 2ab. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Brodieia tumida* (Merla, 1933)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Monte Fiori. MP.
Tav. II, fig. 1, *Holotypus*.

Fig. 3abc. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Phymatoceras* (*Chartronia*) *fabale* (Simpson, 1855)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Cagli. MP.
Tav. II, fig. 3.

Fig. 4abc. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Mercaticeras rursicostatum* (Merla, 1933)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Cagli. MP.
Tav. I, fig. 6, *Holotypus*.

Fig. 5abc. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Phymatoceras* sp. anomala
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Cesi. MP.
Tav. II, fig. 2.

Tavola VIII

Fig. 1abc. *Ammonites mercati* Hauer . . . . *Mercaticeras umbilicatum* Buckman, 1913
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Porcarella. MP.
Tav. III, fig. 10.

Fig. 2abc. *Ammonites mercati* Hauer . . . . *Mercaticeras umbilicatum* Buckman, 1913
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Porcarella. MP.
Tav. I, fig. 7.

Fig. 3abc. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Pseudomercaticeras rotaries* Merla, 1933
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Monte Fiori. MP.
Tav. III, fig. 4, *Neotypus*.
Neotypus in sostituzione dell'esemplare figurato da Merla a tav. V, fig. 2, che risulta perduto.

Fig. 4ab. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Pseudomercaticeras venzoi* Pinna, 1963
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Monte Fiori. MP.
Tav. II, fig. 8.

Fig. 5ab. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Phymatoceras* (*Phymatoceras*) *planulatum* (Merla, 1933)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Monte Petrano. MP.
Tav. III, fig. 5, *Holotypus*.

Fig. 6ab. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Phymatoceras* (*Phymatoceras*) *iserense* (Oppel, 1856)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Cesi. MP.
Tav. III, fig. 8.

Fig. 7ab. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Pseudomercaticeras frantzi* (Reynès, 1868)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Cagli. MP, perduto.

Fig. 8abc. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Mercaticeras mercati* (Hauer, 1856)
Toarciano inf. « *zona a mercati* ». Pian d'Erba. MM, perduto.

Tavola IX

Fig. 1ab. *Ammonites* sp. ind. *Protogrammoceras meneghinii* (Bonarelli, 1899)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Suello. MM, perduto.
Tav. III, fig. 14, *Neotypus*.
L'esemplare, raccolto da S. Venzo all'Alpe Turati, è conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 2ab. *Ammonites radians* Rein. sp. . . . . *Protogrammoceras celebratum* (Fucini, 1900)
Domeriano inf. « *zona a celebratum* ». Cagli. MP.
Tav. II, fig. 10.

Fig. 3ab. *Ammonites radians* Rein. sp. . . . . *Protogrammoceras celebratum* (Fucini, 1900)
Domeriano inf. « *zona a celebratum* ». Monticelli. MP.
Tav. III, fig. 6.

Fig. 4ab. *Ammonites radians* Rein. sp. . . . . *Pseudogrammoceras subfallaciosum* Buckman, 1901
Toarciano sup. Monte Fiori. MP.
Tav. III, fig. 11.

Fig. 5. *Ammonites radians* Rein. sp. . . . . *Pseudogrammoceras subfallaciosum* Buckman, 1901
Toarciano sup. Monte Fiori. MP.
Tav. II, fig. 9.

Fig. 6abc. *Ammonites radians* Rein. sp. . . . . *Protogrammoceras* sp. ind.
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Alpe Turati. MM, perduto.

Tavola X

Fig. 1abc. *Ammonites algovianus* Opp. . . . . *Arieticeras bertrandi* (Kilian, 1889)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Suello. MM, perduto.
Tav. II, fig. 6.
L'esemplare figurato non appartiene alla collezione Meneghini, fu rinvenuto da S. Venzo all'Alpe Turati ed è conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 2abc. *Ammonites algovianus* Opp. . . . . *Arieticeras bertrandi* (Kilian, 1889)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.

Fig. 3ab. *Ammonites retrorsicosta* Opp. . . . . *Arieticeras retrorsicosta* (Oppel, 1862)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.
Tav. III, fig. 3.
L'esemplare figurato non appartiene alla collezione Meneghini, fu raccolto da S. Venzo all'Alpe Turati ed è conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 4abc. *Ammonites levesquei* d'Orb. . . . . *Dumortieria meneghinii* (Zittel in Haug, 1887)
Toarciano sup. « *zona a meneghinii* ». Monte Petrano. MP.
Tav. II, fig. 7, *Holotypus.*

Fig. 5ab. *Ammonites levesquei* d'Orb. . . . . *Dumortieria meneghinii* (Zittel in Haug, 1887)
Toarciano sup. « *zona a meneghinii* ». Trescore (Bergamo). Coll. Sozzi, perduto.

Tavola XI

Fig. 1abc. *Ammonites aalensis* Ziet. . . . . *Brodieia* sp.
Toarciano sup. Monte Subasio. MP.
Tav. I, fig. 14.

Fig. 2abc. *Ammonites aalensis* Ziet. . . . . *Brodieia bayani* (Dumortier, 1873)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* » Cesi. MP.
Tav. II, fig. 11.

Fig. 3abc. *Ammonites aalensis* Ziet. . . . . *Fuciniceras* sp.
Domeriano sup. Monte Mitola. MP.
Tav. V, fig. 3.

Fig. 4abc. *A.* sp. ind. . . . . *Arieticeras* (?) sp.
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Monte Subasio. MP.
Tav. II, fig. 5.

Fig. 5abc. *A.* sp. ind. . . . . *Brodieia anonyma* (Meneghini, 1881)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Porcarella. MP, perduto.
Tav. III, fig. 2, *Neotypus.*
Poichè il tipo conservato nel Museo di Paleontologia dell'Università di Pisa non mi pare quello riportato da Meneghini, figuro un esemplare proveniente dall'Alpe Turati (Coll. S. Venzo), conservato al Museo Civico di Storia Naturale di Milano, che indico come *Neotypus.*

Fig. 6ab. *Ammonites radians* Rein. sp. . . . . *Pseudogrammoceras subfallaciosum* Buckman, 1901
Toarciano sup. Porcarella. MP.
Tav. III, fig. 1.

Fig. 7abc. *Ammonites radians* Rein. sp. . . . . *Protogrammoceras* sp.
Domeriano sup. Cagli. MP.
Tav. IV, fig. 6.

Tavola XII

Fig. 1abc. *Ammonites comensis* de Buch. . . . . *Brodieia bayani* (Dumortier, 1874)
Toarciano sup. « *zona a erbaense* ». Cesi. MP, perduto.

Fig. 2abc. *Ammonites insignis* Schübl. . . . . *Hammatoceras planinsigne* Vacek, 1886 *merlai* Géczy, 1966
Toarciano sup. Monte Catria. MP.
Tav. VI, fig. 1.

Fig. 3ab. *Ammonites insignis* Schübl. . . . . *Hammatoceras perplanum* (Prinz, 1904)
Toarciano sup. Monte Nerone. MP, perduto.

Fig. 4abc. *Ammonites reussi* Hauer. . . . . *Hammatoceras personatum* Fossa Mancini, 1915
Toarciano sup. Porcarella. MP.
Tav. V, fig. 2, *Holotypus*.

Tavola XIII

Fig. 1abc. *Ammonites insignis* Schübl. . . . . *Hammatoceras meneghinii* Bonarelli, 1899
Toarciano sup. « *zona a meneghinii* ». Marconessa. MP.
Tav. IV, fig. 11, *Holotypus*.

Fig. 2ab. *Ammonites insignis* Schübl. . . . . *Erycites picenus* (Fossa Mancini, 1915)
Toarciano sup. Cagli. MP.
Tav. V, fig. 4, *Holotypus*.

Fig. 3abc. *A.* (*Amaltheus*) *margaritatus* Montf. . . . . *Pleuroceras pseudocostatum* (Hyatt, 1867)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.
Tav. III, fig. 9.
L'esemplare figurato fu raccolto da S. Venzo all'Alpe Turati ed è ora conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 4ab. *A.* (*Amaltheus*) *spinatus* Brug. . . . . *Pleuroceras spinatum* (Bruguiére, 1789)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.
Tav. IV, fig. 8.
L'esemplare figurato fu raccolto da S. Venzo all'Alpe Turati ed è ora conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 5. *A.* (*Amaltheus*) *spinatus* Brug. . . . . *Pleuroceras spinatum* (Bruguiére, 1789)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.

Tavola XIV

Fig. 1. *Ammonites insignis* Schübl. . . . . *Hammatoceras victorii* Bonarelli, 1899
Toarciano sup. Pian d'Erba. MM, perduto.

Fig. 2. *Ammonites insignis* Schübl. . . . . *Hammatoceras victorii* Bonarelli, 1899
Toarciano sup. Suello. MM, perduto.
Tav. V, fig. 9, *Neotypus*.
Il *Neotypus* raccolto da S. Venzo all'Alpe Turati è conservato nel Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 3ab. *Ammonites insignis* Schübl. . . . . *Hammatoceras porcarellense* Bonarelli, 1899
Toarciano sup. Porcarella. MP.
Tav. IV, fig. 10, *Holotypus*.

Fig. 4ab. *Ammonites subarmatus* Y. B. . . . . *Peronoceras* n. sp. aff. *subarmatum* (Young e Bird, 1822)
Toarciano inf. Cagli. MP.
Tav. IV, fig. 12.

Fig. 5ab. *Ammonites subarmatus* Y. B. . . . . *Peronoceras polyphemus* Merla
Toarciano inf. Cesi. MP.
Tav. V, fig. 6.

Fig. 6abcd. *Ammonites subarmatus* Y. B. . . . . *Collina meneghinii* Bonarelli, 1899
Toarciano sup. Cesi. MP.
Tav. IV, fig. 7, *Holotypus* (?).

Tavola XV

Fig. 1. *Ammonites reussi* Hauer . . . . *Erycites cf. elaphus* Merla, 1934
Toarciano sup. Suello. MM, perduto.
Tav. V, fig. 11, *Holotypus*.
Holotypus di Merla non figurato da Meneghini, rinvenuto in Val d'Urbia.

Fig. 2abc. *Ammonites reussi* Hauer . . . . *Erycites fallifax* Arkell, 1957
Aaleniano inf. Monte Catria. MP.
Tav. V, figg. 5, 8.
I due esemplari sono serviti ad eseguire la figura di Meneghini, il tipo di fig. 6 è un calco.

Fig. 3abcd. *Ammonites crassus* Phill. . . . . *Reynesoceras ragazzonii* (Hauer, 1861)
Domeriano. Induno. MM, perduto.
Tav. I, fig. 9.
L'esemplare figurato fu rinvenuto da S. Venzo all'Alpe Turati ed è ora conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 4. *Ammonites levesquei* d'Orb. . . . . (?) *Dumortieria meneghinii* (Zittel in Haug, 1887)
Toarciano sup. « *zona a meneghinii* ». Cagli. MP, perduto.

Tavola XVI

Fig. 1. *Ammonites insignis* Schübl. . . . . *Hammatoceras porcarellense* Bonarelli, 1899
Toarciano sup. Località ignota.

Fig. 2abc. *Ammonites crassus* Phil. . . . . *Catacoeloceras crassum* (Young e Bird, 1835)
Toarciano inf. Pian d'Erba. MM, perduto.

Fig. 3ab. *Ammonites crassus* Phil. . . . . *Catacoeloceras crassoides* (Simpson, 1855)
Toarciano inf. Monte Malbe. MP, perduto.

Fig. 4ab. *Ammonites crassus* Phil. . . . . *Reynesoceras indunense* (Meneghini, 1881)
Domeriano inf. Induno. MM, perduto.
Tav. V, fig. 1, *Neotypus*.
Il *Neotypus* è un esemplare della Breggia conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 5ab. *Ammonites desplacei* d'Orb. . . . . **Peronoceras merlai** n. sp.
Toarciano inf. Cagli. MP.
Tav. IV, fig. 9, *Holotypus*.
Conchiglia medioevoluta ad umbilico profondo ed imbutiforme, giri a lento accrescimento in altezza, più larghi che alti, a fianchi declivi nei giri interni, marcatamente convessi sulla camera di abitazione. Ornamentazione a sottili coste riunite irregolarmente a coppie in marcate fibule nei giri interni, semplici o biforcate sull'ultimo giro.
Questa nuova specie verrà descritta in dettaglio in un lavoro attualmente in corso di elaborazione, nel quale verranno date le affinità con le specie già note del genere *Peronoceras*.

Fig. 6abc. *Ammonites desplacei* d'Orb. . . . . *Catacoeloceras ghinii* (Mitzopoulos, 1930)
Toarciano inf. Catria. MP.
Tav. I, fig. 15.

Fig. 7ab. *Ammonites desplacei* d'Orb. . . . . *Dactylioceras annulatiforme* (Bonarelli, 1899)
Toarciano inf. Porcarella. MP.
Tav. IV, figg. 2, 3. *Holotypus*.
La figura di Meneghini, considerata *Holotypus*, è stata eseguita con l'aiuto dei due esemplari

Fig. 8ab. *Ammonites desplacei* d'Orb. . . . . *Dactylioceras annulatiforme* (Bonarelli, 1899)
Toarciano inf. Porcarella. MP, perduto.

Fig. 9ab. *Ammonites subanguinus* . . . . *Reynesoceras subanguinum* (Meneghini, 1881)
Domeriano inf. Pian d'Erba. MM, perduto.
Tav. IV, fig. 5,*Neotypus*.
L'esemplare figurato fu raccolto da S. Venzo all'Alpe Turati ed è ora conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Tavola XVII

Fig. 1abc. *Amm.* (*Phylloceras*) *lariensis* Mgh. . . . . *Meneghiniceras dorsinodosum* (Bonarelli, 1895)
Domeriano sup. « *zona a spinatum* ». Pian d'Erba. MM, perduto.
Tav. III, fig. 13, *Neotypus*.
Il *Neotypus* rinvenuto da S. Venzo all'Alpe Turati è conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 2abcd. *Amm.* (*Phylloceras*) *lariensis* Mgh. . . . . *Meneghiniceras lariense* (Meneghini, 1875)
Domeriano. Pian d'Erba. MM, perduto.
Tav. VI, fig. 2, *Neotypus*.
L'esemplare figurato, raccolto da S. Venzo all'Alpe Turati, è conservato nelle collezioni del Museo Civico di Storia Naturale di Milano.

Fig. 3abc. *Amm.* (*Phylloceras*) n. sp. . . . . *Meneghiniceras bicicolae* (Bonarelli, 1895)
Domeriano. Suello. MM, perduto.

Fig. 4ab. *Amm.* (*Phylloceras*) *mimatensis* d'Orb. . . . . *Juraphyllites libertus* (Gemmellaro, 1884)
Domeriano. Pian d'Erba. MM, perduto.

Fig. 5ab. *Amm.* (*Phylloceras*) *doderleinianus* Cat. . . . . *Phylloceras doderleinianum* (Catullo, 1853)
Toarciano. Cagli. MP.
Fig. 1 nel testo.

Tavola XVIII

Fig. 1abc. *Phylloceras frondosum* Reyn. . . . . *Phylloceras frondosum* (Reynés, 1868)
Toarciano. Monte Faito. MP.
Tav. VI, fig. 3.

Fig. 2ab. *Phylloceras ausonium* n. sp. . . . . *Phylloceras ausonium* (Meneghini, 1875)
Toarciano. Entratico. MM, perduto.

Fig. 3ab. *Phylloceras ausonium* n. sp. . . . . *Phylloceras ausonium* (Meneghini, 1875)
Toarciano. Cagli. MP.
Tav. VI, fig. 13, *Holotypus*.

Fig. 4.	*Phylloceras capitanei* Cat. . . . . Toarciano. Entratico. MM, perduto.	*Calliphylloceras capitanioi* (Catullo, 1847)
Fig. 5abc.	*Phylloceras capitanei* Cat. . . . . Toarciano. Porcarella. MP. Tav. VI, fig. 4.	*Calliphylloceras capitanioi* (Catullo, 1847)
Fig. 6.	*Phylloceras capitanei* Cat. . . . . Toarciano. Monte Malbe. MP. Tav. VI, fig. 7.	*Calliphylloceras capitanioi* (Catullo, 1847)
Fig. 7ab.	*Phylloceras Nilsoni* Héb. . . . . Toarciano. Cesi. MP. Tav. V, fig. 10, *Holotypus*.	*Calliphylloceras beatricis* (Bonarelli, 1899)
Fig. 8ab.	*Phylloceras Nilsoni* Héb. . . . . Toarciano, Cagli. MP. Tav. VI, fig. 11.	*Calliphylloceras nilssoni* (Hébert, 1866)
Fig. 9abc.	*Phylloceras Nilsoni* Héb. . . . . Toarciano. Monte Subasio. MP. Tav. IV, fig. 4, *Holotypus*.	*Calliphylloceras virginiae* (Bonarelli, 1899)

Fig. 1. — *Phylloceras doderleinianum* (Cat., 1853).
Fig. 2. — *Calliphylloceras spadae* (Mgh., 1875) *chiesai* (Negri, 1936).

Tavola XIX

Fig. 1ab.	*Amm.* (*Phylloceras*) *Spadae* n. sp. . . . . Toarciano. Porcarella. MP. Tav. VI, fig. 10, *Holotypus*.	*Calliphylloceras spadae* (Meneghini, 1875)
Fig. 2ab.	*Amm.* (*Phylloceras*) *Spadae* n. sp. . . . . Toarciano. Cagli. MP, perduto.	*Calliphylloceras spadae* (Meneghini, 1875)

Fig. 3ab.	*Amm. (Phylloceras) Spadae* n. sp. . . . . Toarciano. Cesi. MP. Fig. 2 nel testo.	*Calliphylloceras spadae* (Meneghini, 1875), *chiesai* (Negri, 1936)
Fig. 4.	*Amm. (Phylloceras) Spadae* n. sp. . . . . Toarciano. Porcarella. MP, perduto.	*Calliphylloceras spadae* (Meneghini, 1875)
Fig. 5abc.	*Amm. (Phylloceras) selinoides* n. sp. . . . . Toarciano. Cagli. MP. Tav. III, fig. 7, *Holotypus*.	*Calliphylloceras selinoides* (Meneghini, 1875)
Fig. 6.	*Amm. (Phylloceras) selinoides* n. sp. . . . . Toarciano. Cagli. MP. Tav. VI, fig. 9, *Holotypus*.	*Calliphylloceras desioi* (Negri, 1936)
Fig. 7abc.	*Amm. (Phylloceras) Bicicolae* n. sp. . . . . Domeriano. Suello. MM, perduto.	*Calliphylloceras bicicolae* (Meneghini, 1875)

Tavola XX

Fig. 1.	*Amm. (Phylloceras) disputabilis* Zitt. . . . . Aaleniano. Luera. MM, perduto.	*Calliphylloceras tatricum* (Pusch, 1837)
Fig. 2abc.	*Amm. (Phylloceras) Stoppanii* Mgh. . . . . Toarciano. Pian d'Erba. MM, perduto.	*Calliphylloceras stoppanii* (Meneghini, 1875)
Fig. 3abc.	*Amm. (Lytoceras) Villae* Mgh. . . . . Domeriano. Suello. MM, perduto.	*Lytoceras villae* Meneghini, 1875
Fig. 4ab.	*Amm. (Lytoceras) dorcadis* var. *catriensis* Mgh. . . Toarciano. Monte Catria. MP. Tav. V, fig. 7, *Holotypus*.	*Alocolytoceras catriensis* (Meneghini, 1881)

Tavola XXI

Fig. 1abc.	*Am. (Lytoceras) dorcardis* Mgh. . . . . Toarciano. Cesi. MP. Tav. VI, fig. 5, *Holotypus*.	*Alocolytoceras dorcadis* (Meneghini, 1875)
Fig. 2abc.	*Am. (Lytoceras) Cereris* Mgh. . . . . Toarciano. Suello. MM, perduto.	*Lytoceras francisci* (Oppel, 1856)
Fig. 3ab.	*Am. (Lytoceras) Cereris* Mgh. . . . . Toarciano. Cagli. MP. Tav. VI, fig. 8, *Holotypus*.	*Lytoceras cereris* Meneghini, 1875
Fig. 4abc.	*Am. (Lytoceras) spirorbis* Mgh. . . . . Toarciano. Cagli. MP. Tav. IV, fig. 1, *Holotypus*.	*Audaxlytoceras spirorbis* (Meneghini, 1875)

Tavola XXII

Fig. 1.	*Lytoceras cornucopiae* Y. B. . . . . Toarciano. Cagli. MP, perduto.	*Lytoceras cornucopia* (Young e Bird. 1822)

Fig. 1 bis. *Lytoceras cornucopiae* Y. B. . . . . *Lytoceras cornucopia* (Young e Bird, 1822)
Toarciano. Cesi. MP, perduto.

Fig. 2abc. *Lytoceras velifer* n. sp. . . . . *Lytoceras velifer* Meneghini, 1875
Toarciano. Porcarella. MP.
Tav. VI, fig. 6, *Holotypus*.

Fig. 3abc. *Lytoceras sepositum* n. sp. . . . . *Lytoceras sepositum* Meneghini, 1875
Toarciano. Val d'Urbia. MP, perduto.

Fig. 4ab. *Lytoceras sepositum* n. sp. . . . . *Lytoceras sepositum* Meneghini, 1875
Toarciano. Cesi. MP.
Tav. III, fig. 12.
Esemplare indicato come *Holotypus* da Bonarelli.

Fig. 5abc. *Lytoceras* sp. ind. *Trachylytoceras polidorii* (Bonarelli, 1899)
Domeriano. Suello. MM, perduto.

Fig. 6abcd. *Lytoceras cornucopiae* var? . . . . *Trachylytoceras corrugatum* (Bonarelli, 1893)
Toarciano. Cagli. MP.
Tav. VI, fig. 12, *Holotypus*.

INDICE DELLE SPECIE CITATE

BIBLIOGRAFIA

BONARELLI G., 1894 - Contribuzione alla conoscenza del Giura-lias lombardo - *Atti R. Accad. Sc. Torino*, Torino, 30, 2, pp. 81-96.

BONARELLI G., 1895 - Fossili domeriani della Brianza - *Rendiconti R. Ist. Lomb. Sc. Lett.*, Milano, Ser. II, 28, 6, pp. 326-341.

BONARELLI G., 1899 - Le ammoniti del « Rosso Ammonitico » descritte e figurate da Giuseppe Meneghini - *Bull. Soc. Malac. It.*, Modena, 20, pp. 198-219.

LEPORI B., 1942 - Revisione delle Ammoniti del Lias della Lombardia occidentale - *Pal. It.*, Pisa, 40, pp. 77-95, 2 figg., 1 tav.

MENEGHINI G., 1875 - Nuove specie di Phylloceras e Lytoceras del Liasse superiore d'Italia - *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Pisa, 1, pp. 104-109.

MENEGHINI G., 1867-81 - Monographie des fossiles du Calcaire Rouge Ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin central - *Paléontologie Lombarde*, Milano, pp. 1-242, 31 tavv.

MERLA G., 1933 - Ammoniti giuresi dell'Appennino centrale. I. *Hildoceratidae* - *Pal. It.*, Siena, 33, pp. 1-54, 8 tavv.

MERLA G., 1933 - Osservazione sugli Staphanoceratinae dell'Appennino centrale - *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Pisa, 42, 4, pp. 113-117.

MERLA G., 1934 - Ammoniti giuresi dell'Appennino centrale. II. *Hammatoceratinae* - *Pal. It.*, Siena, 34, pp. 1-29, 5 figg., 4 tavv.

NEGRI L., 1934 - Revisione delle Ammoniti liassiche della Lombardia occidentale. *Parte I* - *Pal. It.*, Siena, 34, pp. 85-135, 12 figg., 4 tavv.

NEGRI L., 1936 - Revisione delle Ammoniti liassiche della Lombardia occidentale. *Parte II* - *Pal. It.*, Pisa, 36, pp. 1-57, 13 figg., 4 tavv.

Direttore responsabile: Prof. CESARE CONCI — Registrato al Tribunale di Milano al N. 6694

T A V O L A I

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

Fig. 1. — *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.).

Fig. 2. — *Hildoceras semipolitum* Buck., 1902.

Fig. 3. — *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.).

Fig. 4. — *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.).

Fig. 5. — *Hildoceras caterinii* Merla, 1933. *Holotypus.*

Fig. 6. — *Mercaticeras rursicostatum* Merla, 1933. *Holotypus.*

Fig. 7. — *Mercaticeras umbilicatum* Buck., 1913.

Fig. 8. — *Phymatoceras (Phymatoceras)* cf. *escheri* (Hauer, 1856).

Fig. 9. — *Reynesoceras ragazzonii* (Hauer, 1856).

Fig. 10. — *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.).

Fig. 11. — *Hildoceras bifrons* (Brug. s.l.).

Fig. 12. — *Harpoceras falcifer* (Sow., 1820) *mediterraneum* Pinna, 1968.

Fig. 13. — *Polyplectus epiroticus* Renz, 1925.

Fig. 14. — *Brodieia* sp.

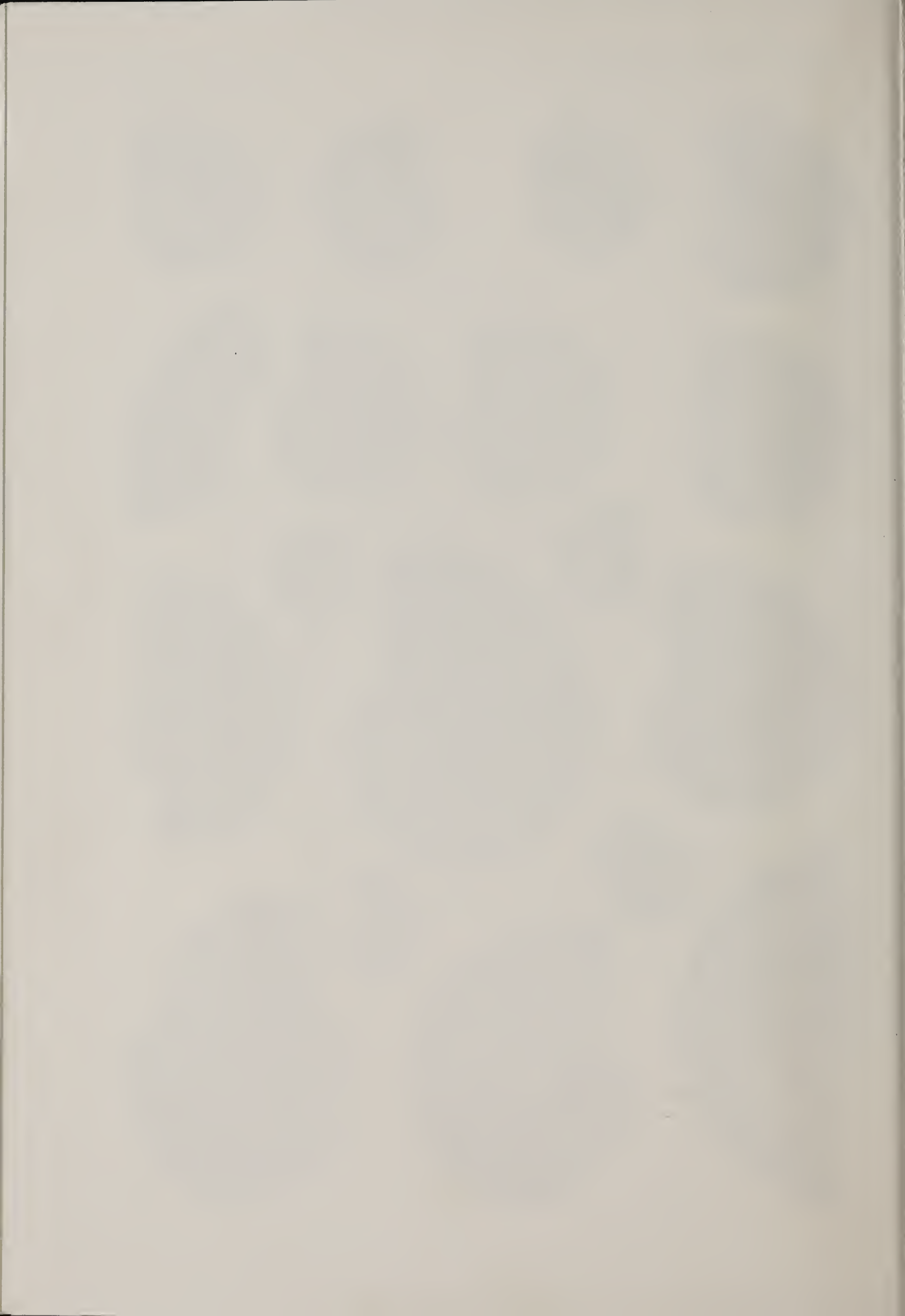
Fig. 15. — *Catacoeloceras ghinii* Mitz., 1930.

Fig. 16. — *Hildaites serpentinum* (Rein., 1818).

Fig. 17. — *Harpoceratoides* sp.

Fig. 18. — *Harpoceras exaratum* (Y. e B., 1822) *subexaratum* (Bon. 1899). *Holotypus.*

Tutti gli esemplari sono in grandezza naturale.

Fototipia ITALGRAFICA SEGALE - *Milano*

T A V O L A I I

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

Fig. 1. — *Brodieia tumida* (Merla, 1933). *Holotypus.*

Fig. 2. — *Phymatoceras* sp. anomala.

Fig. 3. — *Phymatoceras (Chartronia) fabale* (Simp., 1855).

Fig. 4. — *Brodieia gradata* (Merla, 1933). *Neotypus.*

Fig. 5. — *Arieticeras* (?) sp.

Fig. 6. — *Arieticeras bertrandi* (Kil., 1889).

Fig. 7. — *Dumortieria meneghinii* (Zittel in Haug, 1887). *Holotypus.*

Fig. 8. — *Pseudomercaticeras venzoi* Pinna, 1963.

Fig. 9. — *Pseudogrammoceras subfallaciosum* Buck., 1901.

Fig. 10. — *Protogrammoceras celebratum* (Fuc., 1900).

Fig. 11. — *Brodieia bayani* (Dum., 1873).

Fig. 12. — *Fuciniceras bicicolae* (Bon., 1895). *Neotypus.*

Fig. 13. — *Phymatoceras (Chartronia) speciosum* (Merla, 1933). *Holotypus.*

Tutti gli esemplari sono in grandezza naturale.

Fototipia ITALGRAFICA SEGALE *Milano*

TAVOLA III

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

Fig. 1. — *Pseudogrammoceras subfallaciosum* Buck., 1901.

Fig. 2. — *Brodieia anonyma* (Mgh., 1881). *Neotypus.*

Fig. 3. — *Arieticeras retrorsicosta* (Oppel, 1862).

Fig. 4. — *Pseudomercaticeras rotaries* Merla, 1933. *Neotypus.*

Fig. 5. — *Phymatoceras (Phymatoceras) planulatum* (Merla, 1933). *Holotypus.*

Fig. 6. — *Protogrammoceras celebratum* (Fuc., 1900).

Fig. 7. — *Calliphylloceras selinoides* (Mgh., 1875). *Holotypus.*

Fig. 8. — *Phymatoceras (Phymatoceras) iserense* (Oppel, 1856).

Fig. 9. — *Pleuroceras pseudocostatum* (Hyatt, 1867).

Fig. 10. — *Mercaticeras umbilicatum* Buck., 1913.

Fig. 11. — *Pseudogrammoceras subfallaciosum* Buck., 1901.

Fig. 12. — *Lytoceras sepositum* Mgh., 1875. *Holotypus.*

Fig. 13. — *Meneghiniceras dorsinodosum* (Bon., 1895). *Neotypus.*

Fig. 14. — *Protogrammoceras meneghinii* (Bon., 1899). *Neotypus.*

Tutti gli esemplari sono in grandezza naturale.

Fototipia ITALGRAFICA SEGALE - *Milano*

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV

Fig. 1. — *Audaxlytoceras spirorbis* (Mgh., 1875). *Holotypus.*

Fig. 2. — *Dactylioceras annulatiforme* (Bon., 1899). *Holotypus.*

Fig. 3. — *Dactylioceras annulatiforme* (Bon., 1899).

Fig. 4. — *Calliphylloceras virginiae* (Bon., 1899). *Holotypus.*

Fig. 5. — *Reynesoceras subanguinum* (Mgh., 1881). *Neotypus.*

Fig. 6. — *Protogrammoceras* sp.

Fig. 7. — *Collina meneghinii* Bon., 1899. *Holotypus* (?).

Fig. 8. — *Pleuroceras spinatum* (Brug., 1789).

Fig. 9. — *Peronoceras merlai* n. sp. *Holotypus.*

Fig. 10. — *Hammatoceras porcarellense* Bon., 1899. *Holotypus.*

Fig. 11. — *Hammatoceras meneghinii* Bon., 1899. *Holotypus.*

Fig. 12. — *Peronoceras* n. sp. aff. *subarmatum* (Y. e B., 1822).

Tutti gli esemplari sono in grandezza naturale.

Fototipia ITALGRAFICA SEGALE Milano

TAVOLA V

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V

Fig. 1. — *Reynesoceras indunense* (Mgh., 1881). *Neotypus.*

Fig. 2. — *Hammatoceras personatum* Fossa, 1915. *Holotypus.*

Fig. 3. — *Fuciniceras* sp.

Fig. 4. — *Erycites picenus* (Fossa, 1915). *Holotypus.*

Fig. 5. — *Erycites fallifax* Arkell, 1957.

Fig. 6. — *Peronoceras polyphemus* Merla, *in schedis.*

Fig. 7. — *Alocolytoceras catriensis* (Mgh., 1881). *Holotypus.*

Fig. 8. — *Erycites fallifax* Arkell, 1957.

Fig. 9. — *Hammatoceras victorii* Bon., 1899. *Neotypus.*

Fig. 10. — *Calliphylloceras beatricis* (Bon., 1899). *Holotypus.*

Fig. 11. — *Erycites elaphus* Merla, 1934. *Holotypus.*

Tutti gli esemplari sono in grandezza naturale.

Fototipia ITALGRAFICA SEGALE - *Milano*

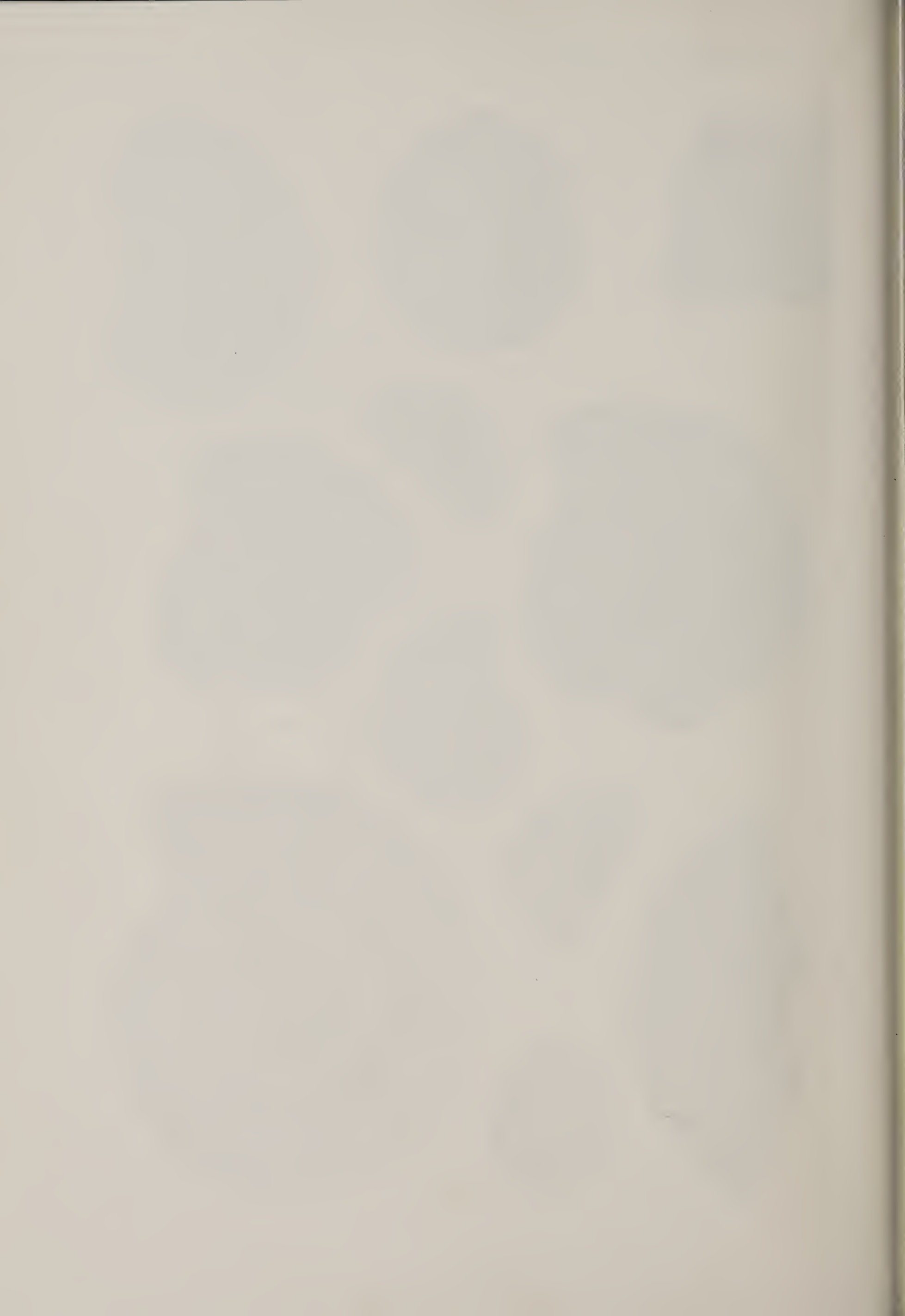



TAVOLA VI

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VI

Fig. 1. — *Hammatoceras planinsigne* Vacek, 1886 *merlai* Géczy, 1966.

Fig. 2. — *Meneghiniceras lariense* (Mgh., 1875). *Neotypus.*

Fig. 3. — *Phylloceras frondosum* (Reyn., 1868).

Fig. 4. — *Calliphylloceras capitanioi* (Cat., 1847).

Fig. 5. — *Alocolytoceras dorcadis* (Mgh., 1875). *Holotypus.*

Fig. 6. — *Lytoceras velifer* Mgh., 1875. *Holotypus.*

Fig. 7. — *Calliphylloceras capitanioi* (Cat., 1847).

Fig. 8. — *Lytoceras cereris* Mgh., 1875. *Holotypus.*

Fig. 9. — *Calliphylloceras desioi* (Negri, 1936). *Holotypus.*

Fig. 10. — *Calliphylloceras spadae* (Mgh., 1875). *Holotypus.*

Fig. 11. — *Calliphylloceras nilssoni* (Héb., 1866).

Fig. 12. — *Trachylytoceras corrugatum* (Bon., 1893). *Holotypus.*

Fig. 13. — *Phylloceras ausonium* Mgh., 1875. *Holotypus.*

Tutti gli esemplari sono in grandezza naturale.

Fototipia ITALGRAFICA SEGALE · *Milano*

III - De Beaux O. e Festa E., 1927 - La ricomparsa del Cinghiale nell'Italia settentrionale-occidentale. *pp. 263-320, 13 figg., 7 tavv.*

VOLUME X.

I - Desio A. 1929 - Studi geologici sulla regione dell'Albenza (Prealpi Bergamasche). *pp. 1-156, 27 figg., 1 tav., 1 carta.*

II - Scortecci G., 1937 - Gli organi di senso della pelle degli Agamidi. *pp. 157-208, 39 figg., 2 tavv.*

III - Scortecci G., 1941 - I recettori degli Agamidi. *pp. 209-326, 80 figg.*

VOLUME XI.

I - Guiglia D., 1944 - Gli Sfecidi italiani del Museo di Milano (*Hymen.*). *pp. 1-44, 4 figg., 5 tavv.*

II-III - Giacomini V. e Pignatti S., 1955 - Flora e Vegetazione dell'Alta Valle del Braulio. Con speciale riferimento ai pascoli di altitudine. *pp. 45-238, 31 figg., 1 carta.*

VOLUME XII.

I - Vialli V., 1956 - Sul rinoceronte e l'elefante dei livelli superiori della serie lacustre di Leffe (Bergamo). *pp. 1-70, 4 figg., 6 tavv.*

II - Venzo S., 1957 - Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte I: Tratto occidentale Gardone-Desenzano. *pp. 71-140, 14 figg., 6 tavv., 1 carta.*

III - Vialli V., 1959 - Ammoniti sinemuriane del Monte Albenza (Bergamo). *pp. 141-188, 2 figg., 5 tavv.*

VOLUME XIII.

I - Venzo S., 1961 - Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte II. Tratto orientale Garda-Adige e anfiteatro atesino di Rivoli veronese. *pp. 1-64, 25 figg., 9 tavv., 1 carta.*

II - Pinna G., 1963 - Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como). Generi *Mercaticeras, Pseudomercaticeras* e *Brodieia. pp. 65-98, 2 figg., 4 tavv.*

III - Zanzucchi G., 1963 - Le Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) di Entratico in Val Cavallina (Bergamasco orientale). *pp. 99-146, 2 figg., 8 tavv.*

VOLUME XIV.

I - Venzo S., 1965 - Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige. *pp. 1-82, 11 figg., 4 tavv., 1 carta.*

II - Pinna G., 1966 - Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como). Famiglia *Dactylioceratidae. pp. 83-136, 4 tavv.*

III - Dieni I., Massari F. e Montanari L., 1966 - Il Paleogene dei dintorni di Orosei (Sardegna). *pp. 137-184, 5 figg., 8 tavv.*

VOLUME XV.

I - Caretto P. G., 1966 - Nuova classificazione di alcuni Briozoi pliocenici, precedentemente determinati quali Idrozoi del genere *Hydractinia* Van Beneden. *pp. 1-88, 27 figg., 9 tavv.*

II - Dieni I. e Massari F., 1966 - Il Neogene e il Quaternario dei dintorni di Orosei (Sardegna). *pp. 89-142, 8 figg., 7 tavv.*

III - Barbieri F. - Iaccarino S. - Barbieri F. & Petrucci F., 1967 - Il Pliocene del Subappennino Piacentino-Parmense-Reggiano. *pp. 143-188, 20 figg., 3 tavv.*

VOLUME XVI.

I - Caretto P. G., 1967 - Studio morfologico con l'ausilio del metodo statistico e nuova classificazione dei Gasteropodi pliocenici attribuibili al *Murex brandaris* Linneo. *pp. 1-60, 1 fig,. 7 tabb., 10 tavv.*

II - Sacchi Vialli G. e Cantaluppi G., 1967 - I nuovi fossili di Gozzano (Prealpi piemontesi). *pp. 61-128, 30 figg., 8 tavv.*

III - Pigorini B., 1967 - Aspetti sedimentologici del Mare Adriatico. *pp. 129-200, 13 figg., 4 tabb., 7 tavv.*

VOLUME XVII.

I - Pinna G., 1968 - Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como). Famiglie *Lytoceratidae, Nannolytoceratidae, Hammatoceratidae* (excl. *Phymatoceratinae*), *Hildoceratidae* (excl. *Hildoceratinae* e *Bouleiceratinae*). *pp. 1-70, 2 tavv. n.t., 6 figg., 6 tavv.*

II - Venzo S. & Pelosio G., 1968 - Nuova fauna a Ammonoidi dell'Anisico superiore di Lenna in Val Brembana (Bergamo). *pp. 71-142, 5 figg., 11 tavv.*

III - Pelosio G., 1968 - Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como). Generi *Hildoceras, Phymatoceras, Paroniceras* e *Frechiella.* Conclusioni generali. *pp. 143-204, 2 figg., 6 tavv.*

VOLUME XVIII.

I - Pinna G., 1969 - Revisione delle ammoniti figurate da Giuseppe Meneghini nelle Tavv. 1-22 della « *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique* » (1867-1881). *pp. 5-22, 2 figg., 6 tavv.*

MEMORIE DELLA SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E DEL
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

Volume XVIII - Fasc. II

LORIS MONTANARI

ASPETTI GEOLOGICI DEL LIAS DI GOZZANO

(LAGO D'ORTA)

Con 42 figure e 4 tavole nel testo

Istituto di Paleontologia dell'Università di Pavia

Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche
Gruppo di Ricerca per la Paleontologia - Sezione VII - Pavia

MILANO
31 dicembre 1969

Elenco delle Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano

VOLUME I.

I - Cornalia E., 1865 - Descrizione di una nuova specie del genere *Felis*: *Felis jacobita* (Corn.). *9 pp., 1 tav.*

II - Magni-Griffi F., 1865 - Di una specie d'*Hippolais* nuova per l'Italia. *6 pp., 1 tav.*

III - Gastaldi B., 1865 - Sulla riescavazione dei bacini lacustri per opera degli antichi ghiacciai. *30 pp., 2 figg., 2 tavv.*

IV - Seguenza G., 1865 - Paleontologia malacologica dei terreni terziarii del distretto di Messina. *88 pp., 8 tavv.*

V - Gibelli G., 1865 - Sugli organi riproduttori del genere *Verrucaria*. *16 pp., 1 tav.*

VI - Beggiato F. S., 1865 - Antracoterio di Zovencedo e di Monteviale nel Vicentino. *10 pp., 1 tav.*

VII - Cocchi I., 1865 - Di alcuni resti umani e degli oggetti di umana industria dei tempi preistorici raccolti in Toscana. *32 pp., 4 tavv.*

VIII - Targioni-Tozzetti A., 1866 - Come sia fatto l'organo che fa lume nella lucciola volante dell'Italia centrale (*Luciola italica*) e come le fibre muscolari in questo ed altri Insetti ed Artropodi. *28 pp., 2 tavv.*

IX - Maggi L., 1865 - Intorno al genere Aeolosoma. *18 pp., 2 tavv.*

X - Cornalia E., 1865 - Sopra i caratteri microscopici offerti dalle Cantaridi e da altri Coleotteri facili a confondersi con esse. *40 pp., 4 tavv.*

VOLUME II.

I - Issel A., 1866 - Dei Molluschi raccolti nella provincia di Pisa. *38 pp.*

II - Gentilli A., 1866 - Quelques considérations sur l'origine des bassins lacustres, à propos des sondages du Lac de Come. *12 pp., 8 tavv.*

III - Molon F., 1867 - Sulla flora terziaria delle Prealpi venete. *140 pp.*

IV - D'Achiardi A., 1866 - Corallarj fossili del terreno nummulitico delle Alpi venete. *54 pp., 5 tavv.*

V - Cocchi I., 1866 - Sulla geologia dell'alta Valle di Magra. *18 pp., 1 tav.*

VI - Seguenza G., 1866 - Sulle importanti relazioni paleontologiche di talune rocce cretacee della Calabria con alcuni terreni di Sicilia e dell'Africa settentrionale. *18 pp., 1 tav.*

VII - Cocchi I., 1867 - L'uomo fossile nell'Italia centrale. *82 pp., 21 figg., 4 tavv.*

VIII - Garovaglio S., 1866 - *Manzonia cantiana, novum Lichenum Angiocarporum genus propositum atque descriptum*. *8 pp., 1 tav.*

IX - Seguenza G., 1867 - Paleontologia malacologica dei terreni terziari del distretto di Messina (Pteropodi ed Eteropodi). *22 pp., 1 tav.*

X - Dürer B., 1867 - Osservazioni meteorologiche fatte alla Villa Carlotta sul lago di Como, ecc. *48 pp., 11 tavv.*

VOLUME III.

I - Emery C., 1873 - Studii anatomici sulla *Vipera Redii*. *16 pp., 1 tav.*

II - Garovaglio S., 1867 - *Thelopsis, Belonia, Weitenwebera et Limboria, quatuor Lichenum Angiocarpeorum genera recognita iconibusque illustrata*. *12 pp., 2 tavv.*

III - Targioni-Tozzetti A., 1867 - Studii sulle Cocciniglie. *88 pp., 7 tavv.*

IV - Claparède E. R. e Panceri P., 1867 - Nota sopra un Alciopide parassito della *Cydippe densa* Forsk. *8 pp., 1 tav.*

V - Garovaglio S., 1871 - *De Pertusariis Europae mediae commentatio*. *40 pp., 4 tavv.*

VOLUME IV.

I - D'Achiardi A., 1868 - Corallarj fossili del terreno nummulitico dell'Alpi venete. Parte II. *32 pp., 8 tavv.*

II - Garovaglio S., 1868 - *Octona Lichenum genera vel adhuc controversa, vel sedis prorsus incertae in systemate, novis descriptionibus iconibusque accuratissimis illustrata*. *18 pp., 2 tavv.*

III - Marinoni C., 1868 - Le abitazioni lacustri e gli avanzi di umana industria in Lombardia. *66 pp., 5 figg., 7 tavv.*

IV - (Non pubblicato).

V - Marinoni C., 1871 - Nuovi avanzi preistorici in Lombardia. *28 pp., 3 figg., 2 tavv.*

NUOVA SERIE

VOLUME V.

I - Martorelli G., 1895 - Monografia illustrata degli uccelli di rapina in Italia. *216 pp., 46 figg., 4 tavv.*

(Del vol. V non furono pubblicati altri fascicoli).

VOLUME VI.

I - De Alessandri G., 1897 - La pietra da cantoni di Rosignano e di Vignale. Studi stratigrafici e paleontologici. *104 pp., 2 tavv., 1 carta.*

II - Martorelli G., 1898 - Le forme e le simmetrie delle macchie nel piumaggio. Memoria ornitologica. *112 pp., 63 figg., 1 tav.*

III - Pavesi P., 1901 - L'abbate Spallanzani a Pavia. *68 pp., 14 figg., 1 tav.*

VOLUME VII.

I - De Alessandri G., 1910 - Studi sui pesci triasici della Lombardia. *164 pp., 9 tavv.*

(Del vol. VII non furono pubblicati altri fascicoli).

VOLUME VIII.

I - Repossi E., 1915 - La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici. Parte I. *pp. 1-46, 5 figg., 3 tavv.*

II - Repossi E., 1916 (1917) - La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici. Parte II. *pp. 47-186, 5 figg., 9 tavv.*

III - Airaghi C., 1917 - Sui molari d'elefante delle alluvioni lombarde, con osservazioni sulla filogenia e scomparsa di alcuni Proboscidati. *pp. 187-242, 4 figg., 3 tavv.*

VOLUME IX.

I - Bezzi M., 1918 - Studi sulla ditterofauna nivale delle Alpi italiane. *pp. 1-164, 7 figg., 2 tavv.*

II - Sera G. L., 1920 - Sui rapporti della conformazione della base del cranio colle forme craniensi e colle strutture della faccia nelle razze umane. - (Saggio di una nuova dottrina craniologica con particolare riguardo dei principali cranii fossili). *pp. 165-262, 7 figg., 2 tavv.*

MEMORIE DELLA SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E DEL
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

Volume XVIII - Fasc. II

LORIS MONTANARI

ASPETTI GEOLOGICI DEL LIAS DI GOZZANO

(LAGO D' ORTA)

Con 42 figure e 4 tavole nel testo

Istituto di Paleontologia dell' Università di Pavia

Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche
Gruppo di Ricerca per la Paleontologia - Sezione VII - Pavia

MILANO
31 dicembre 1969

LORIS MONTANARI

Aspetti geologici del Lias di Gozzano (Lago d'Orta) (*)

Riassunto. — Col presente lavoro viene presa in considerazione la situazione stratigrafica e l'evoluzione sedimentaria dei calcari liassici di Gozzano (Lago d'Orta), calcari già noti nella letteratura per essere stati oggetto di alcune monografie a carattere paleontologico.

Partito coll' intento di verificare e semmai spiegare la differenza in due associazioni eterocroniche dei fossili studiati da SACCHI VIALLI & CANTALUPPI 1967, lo studio è giunto al controllo delle condizioni paleoambientali che portarono a tale effettiva differenziazione faunistica.

Gli affioramenti sono localizzati in tre aree contigue, rispettivamente in una prima cava (cava Mentasti), nel colle principale del paese e in una piccola cava (cava minore) alla periferia dell'abitato.

Le successioni stratigrafiche meglio individualizzabili si riscontrano nelle prime due località e si sviluppano per una decina di metri in potenza.

I terreni sedimentari più antichi sono suddivisibili in un complesso di sei orizzonti, meglio rappresentati alla cava Mentasti, che sono, dal basso all'alto:

a) calcareniti intrasparitiche e pelspariti a frammenti porfirici, in banchi di pochi centimetri e ben saldati;

b) idem, con l' inclusione discordante di corpi litoidi ad uguale composizione e struttura e di ciottoli porfirici arrotondati, verosimilmente franati da pareti adiacenti al luogo di sedimentazione.

Le caratteristiche sedimentarie di questi orizzonti esprimono un'oscillazione da ambienti infralittorali a intercotidali in una avanscogliera prossimale adiacente a vulcaniti.

c) strati come in precedenza, cui però si intercalano banchi di arenaria e siltite calcarea in matrice pelitico-terrigena rossa, arenaria e siltite che occasionalmente si intrudono in fessure del substrato;

d) calcareniti detritico-organogene massicce, molto venate di calcite, con coralli sia in giacitura primaria che subprimaria, intercalate a lenticelle arenacee rosse e intersecate da filoni sedimentari dello stesso materiale psammitico;

e) calcareniti detritico-organogene mal stratificate, senza più coralli autoctoni, ma con incipienti intercalazioni calcilutitiche, e in cui si rinvengono ancora sottili lenti di arenaria rossa.

Nei livelli *c*-*d* la sedimentazione e i fossili esprimono un ambiente di piatta scogliera passante da situazioni sub-intercotidali (quelle della deposizione dei coralli nelle varie giaciture) a supracotidali (quelle dell'erosione e ossidazione degli organismi e successivo rideposito dei loro frammenti insieme a pelite rossa di alterazione calcarea e vulcanitica).

Nei livelli *e* si ha la transizione da questo ambiente al successivo.

f) calcareniti encrinitiche in banchi sottili e con grumetti glauconitici diffusi, intercalate a lingue micritiche e a qualche sottile lente arenacea rossa. Questi livelli esprimono un ambiente a minor energia dei precedenti e una maggior tranquillità deposizionale in ambiente intercotidale, verosimilmente quello di una retroscogliera prossimale.

I fossili di tutta questa successione (alghe calcaree, coralli, brachiopodi, lamellibranchi, gasteropodi di ambiente recifale ed echinodermi) sono raggruppabili nella prima associazione di SACCHI VIALLI & CANTALUPPI 1967 e sono databili al Lotharingiano.

Mentre l'affioramento di cava Mentasti presenta la successione suddetta, quello coevo alla base del colle ha solo i termini inferiori e recifali.

Alla sommità del colle medesimo trasgredisce, con discordanza angolare sulle bioliti lotharingiane, una serie calcilutitico-calcarenitica di piattaforma, le cui caratteristiche petrografiche e strutturali indicano prevalenti situazioni intercotidali e saltuarie occasioni supracotidali.

I fossili di questa serie (brachiopodi e ammonoidi) fanno parte della seconda associazione studiata dai suddetti AA. e permettono una datazione al Domeriano medio e superiore.

L'affioramento della cava minore risulta composto di calcilutiti intraclastiche abbondantemente venate di calcite spatica, intercalate a livelli arenacei intraclastici rossi e suddivise per fratturazione in blocchetti irregolari; questi ultimi sono però cementati da materiale arenaceo identico a quello degli interstrati.

L'ambiente di deposizione delle calcilutiti e delle areniti intraclastiche è probabilmente di retroscogliera e presenta situazioni inter-supracotidali. I fossili di questo affioramento (alghe calcaree, foraminiferi di ambiente pararecifale, brachiopodi, Arieticeratidi) sono comprensibili

---

(*) Lavoro eseguito e stampato col contributo del Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie del C.N.R. - Gruppo di ricerca per la Paleontologia, sezione VII, Pavia. Direttore G. Sacchi-Vialli.

nella seconda associazione di SACCHI VIALLI & CANTALUPPI e permettono una datazione al Domeriano medio.

Per tutti e due i termini medio-domeriani alla sommità del colle e alla cava minore si verifica un accorciamento progressivo dei tempi di raggiungimento del livello di base della sedimentazione e di conseguenza aumentano il numero e l'importanza dei fenomeni di tipo regressivo col risalire della serie.

Viene stimato che per tutte le occasioni infra- e medioliassiche le intercalazioni arenacee rosse, in contatto per lo più erosivo coi livelli calcarei adiacenti, rappresentino un sedimento d'ambiente inter-supracotidale.

Il loro materiale deriva dai processi di alterazione su superfici carbonatiche esposte e su quelle vulcanitiche vicine, e partecipa, talvolta con altro materiale psammitico non ancora ossidato, al riempimento di fessure aperte nel substrato nello stesso momento geologico del proprio accumulo. Praticamente queste intercalazioni sono coeve dei sedimenti immediatamente sottostanti; la loro ripetizione nella serie non pare seguire alcuna regola ritmica o ciclica, ma solo occasionali eventi di emersione dei fondali, emersione sufficientemente prolungata da permettere la alterazione dei sedimenti.

Molte strutture sedimentarie precisano sotto quali fattori ambientali sia avvenuta la selezione delle due associazioni faunistiche lotharingiana e domeriana, e sono tutte indicative di mare molto sottile.

Fra quelle primarie assumono importanza le strutture geopete, di corrente e di deformazione dei materiali intrusi in fessure del substrato.

Viene data una spiegazione genetica dei vari stadi e modalità di formazione dei filoni sedimentari nella facies insubrica presente a Gozzano, stimando che le fenditure aperte nel substrato siano dovute a fenomeni di contrazione a piccola scala (per lo più da essicamento di fanghi) oppure siano di tipo tettonico, con sommovimento dei volumi di roccia al di qua e al di là della frattura.

Il tipo di derivazione tettonica (che è peraltro riscontrabile anche in altre aree prealpine) è quello prevalente e permette di differenziare tre categorie genetico-strutturali di filoni che, con nuova denominazione, vengono classificati in vario modo:

eufiloni sedimentari: quelli dovuti a vera e propria iniezione di sedimento;

parafiloni: quelli con solo riempimento passivo (per gravità o correnti);

pleofiloni: quelli con riempimento di tipo misto, con una fase, più o meno completa, di tipo passivo ed una successiva di tipo attivo-iniettivo.

Viene presa in considerazione, utilizzando anche metodi statistico-simmetrologici sull'orientamento delle fessure nella roccia, la giacitura dei vari affioramenti.

La diversità ambientale fra i terreni domeriani della cava minore e della sommità del colle; la giacitura rovesciata della serie della stessa cava e l'appoggio di sue parti a materiali morenici, inducono a considerare il blocco della cava minore quale erratico morenico.

Differenze di sviluppo seriale, di orientamento nella frattura singenetica e nella giacitura fra i terreni lotharingiani della cava Mentasti e del colle, fanno supporre che i due affioramenti siano ora più ravvicinati di quanto non dovessero esserlo in origine, anche se mancano elementi decisivi per risolvere della posizione autoctona o meno di uno o di entrambi.

Abstract. — Geological aspects of Lias from Gozzano (Orta Lake, Southwestern Prealps).

Stratigraphic developments of fossiliferous Liassic limestones near Gozzano (Western Prealps, Italy) are investigated.

The rocks are exposed by two quarries (« Mentasti q. » and a « minor q. » one) and by little outcrops on the main hill.

The series by the first and by parts of the latter locality are composed by Lotharingian calcarenites, coralligenous limestones, bioclastic-encrinites; the sequence and some sedimentary structures indicate fore-reef, reef, back-reefoid enviroments respectively.

The deposition occoured by infralittoral-intertidal conditions at the fore-reef phase, and occoured by prevailing intertidal conditions at the reefoid and back-reefoid phases.

Several times the true marine layers have been interbedded by coquinoid-calcarenites, whose matrix is a terrigenous red-oxidated pelites; those peculiar calcarenites formed by supratidal environment owing to the weathering-redeposition of the underderlaying limestones and of near exposed vulcanites.

The series of the « minor quarry » and of the hill's top are composed by Middle-Liassic limestones. The Middle-Domerian intraclastic calcilutites of the quarry have been deposed by intertidal probably back-reefoid enviroment, and they have been several times interbedded by supratidal coquinoid-calcarenites.

The Middle & Upper Domerian calcilutites and calcisiltites on the hill's top have been deposed transgressively by intertidal-flat environment; they are sometimes interbedded by supratidal thin red coquinoid-calcarenites and calcisiltites.

Several primary and secondary sedimentary structures are investigated and discussed.

A genetic explanation of peculiar structures in sedimentary dykes is given; they are here two types of fissures which shelter sediments: the first one is caused by contraction-cracks and they are filled by red-oxidated calcisiltites; the second one is given by tectonic fractures which are filled by red-oxidated or by not-oxidated coquinoid-calcarenites.

A classification for the sedimentary dykes according to their genesis is here given: sedimentary-*eudykes* occours when the sediments are forced or iniected in the fissures; sedimentary-*paradykes* when the sediments fill the fissures passively (owing to gravity or currents); sedimentary-*pleodykes* when the filling occours at mixed manner (for exemple at a first phase the sediment is filled passively; at further phase the same not yet diagenized sediment may be compressed to the cavity's walls and forced in neighbour cavities).

The attitude of the outcrops is briefly discussed. Is here suggested, with stratigraphical, simmetrological, morphologic and tectonic relationships, that the « minor quarry » is an erratic glacial (morain) boulder.

Résumé. — Aspects géologiques dans le Lias du Gozzano (Lac d'Orta, Prealpes italiennes).

On ètude les calcaires liasiques fossiliféres des environs de Gozzano (Lac d'Orta, Préalpes occidentales italiennes) du point de vue stratigraphique et de l'evolution sedimentaire.

Ils affleurent en deux carrières (carr. Mentasti et carr. « mineur ») et dans le col de la paroisse.

La serie de la carrière Mentasti et, en partie, du col, est composée par des calcarenites, calcaires récifaux et par encrinites; il indiquent, par succession et structures sédimentaires, respectivement: milieu de avant-récif, ensuite récifal, enfin de arriére-récif, et de situations infralittoral-intercotidales, après intercotidales.

Aux deux dernières s' intercale, périodiquement, une situation supracotidale avec des calcarenites bioclastiques dans une matrice pélitique oxidée, qui sont le produit d'alteration de voisins calcaires et volcanites émergées.

Tout cela appartient au Lotharingien.

La série du sommet du col est constituée par des calcilutites et des calcarenites de platforme, avec de situations variables, de intercotidales à supracotidales.

Les affleurements de la petit carrière et du sommet du col sont rapportables au Domérien moyen et supérieur.

On décrit et figure des structures primaires et secondaires, et donne una classification génétique des filons sédimentaires, ainsi nommés:

eufilon sédimentaire = ou le sédiment est injecté dans les fentes;

parafilon séd. = ou le sédiment remplit les cassures par gravité ou par courrants;

pleofilon séd. = ou le sédiment remplit les cassures avec des modalités differents (par exemple avant tout passivement, aprés activement).

On discute briévement la disposition des affleurements, en concluant que la carriére « mineure » est tré probablement un bloc erratique morainique.

SOMMARIO

INTRODUZIONE

a) Scopo e orientamento della ricerca.

Il lavoro rientra nel programma di ricerche geo-paleontologiche che l' Istituto di Paleontologia dell'Università di Pavia conduce sul Lias medio e medio-inferiore sudalpino. In questa occasione ci si è posti come scopo l'analisi sul significato ambientale e sui particolari stratigrafici delle rocce liassiche fossilifere affioranti a Gozzano (pressi del Lago d'Orta) e la verifica delle conclusioni biostratigrafiche cui SACCHI VIALLI & CANTALUPPI 1967 sono giunti con un lavoro sulle faune a brachiopodi e molluschi di quella località.

Nonostante la frammentarietà e la notevole riduzione degli affioramenti, sono state riconosciute particolari sequenze e intermittenze da cui tentativamente ricostruire modalità stratigrafiche significative.

Le difficoltà d'esplorazione connesse all'esiguità degli affioramenti e alla scarsa caratterizzazione macroscopica delle rocce, non hanno permesso sul posto una visione sufficiente dei fenomeni sedimentari postdeposizionali a scala macroscopica, ed hanno obbligatoriamente orientato la ricerca sulle più minute caratteristiche petrografiche, le quali ultime riflettono sia l'ambiente di deposizione sia le vicissitudini geologiche post-sedimentarie.

b) Metodi di studio.

La campionatura è stata eseguita osservando dettagliatamente con una lente 12 × ove l'affioramento presentasse una sicura successione stratigrafica e prelevando ad ogni variazione litologica e tessiturale, indipendentemente dalla valutazione che sul significato se ne potesse fare al momento; sono stati presi in considerazione anche blocchi di materiali non in posto, purchè adiacenti a quelli in serie e nei quali si presentasse con maggior evidenza la occasionale ripetizione di caratteristiche petrografiche e tessiturali già rilevate in successione.

I campioni sono stati trattati meccanicamente o chimicamente, in gran parte ridotti in lamine e sezioni sottili. Parte del materiale, solitamente doppioni delle sezioni da conservare e fatti appositamente, è stato colorato con Alizarina S e soda, secondo le tecniche descritte da FRIEDMAN 1959, nella ricerca di eventuali parziali dolomitizzazioni, ottenendone però sempre risultato negativo.

Per quanto riguarda la esplicazione sulla genesi e sul significato delle strutture nelle rocce carbonatiche, si sono preferiti i criteri di LEIGHTON & PENDEXTER 1962, DUNHAM 1962, ma si sono tenuti molto in conto anche i criteri e le classificazioni di FOLK 1959, 1962; si è usata, quando possibile, la terminologia di questo stesso A., la quale, seppure conseguente ad una visione che può presentare qualche lato debole (cf. BOSELLINI 1964) ha il vantaggio di adattarsi bene alla traduzione in lingua neolatina in maniera concisa.

Nella classificazione pratica dei calcari in funzione della granulometria si è adottato il seguente schema, che collega i limiti delle classi granulometriche della scala WENTWORTH con la dizione più corrente dei tipi carbonatici e che contemporaneamente dà anche una prima indicazione genetica.

Per quanto possibile si è fatta la distinzione dei corpuscoli componenti la matrice in due categorie, a seconda che risultassero di origine detritica (« calcisiltite ») o di deposito chimico (« micrite »). Ovviamente una distinzione del genere, quando possibile, può essere ottenuta solo in sede microscopica, e pertanto per la nomenclatura corrente di campagna, o per i casi di insufficiente diagnosi genetica, si è adottato il termine più ampio di « calcilutite », senza alcun riguardo al-

l'origine, estendendo il significato di tale formazione alle matrici con grani fino a 62 μ.

Questi criteri di differenziazione nomenclatoriale fra derivati detritici e derivati chimici, stabiliti in base alle pratiche possibilità visive di campagna e di laboratorio, parrebbero essere coerenti con: *a*) le conclusioni cui è giunto FOLK 1959, 1965, secondo cui la « micrite » è un tipico ortochimico ed i grani superiori ai 3-4 micron sono di probabilissima origine detritica essendo associati a rocce di deposito meccanico; *b*) le conclusioni di AA. vari, da quelli dei decenni scorsi (ad esempio DAPPLES 1938, GINSBURG 1957) ai più recenti (ad esempio CAROZZI 1960, WOLF 1965, SANDER N., 1967) secondo cui grani di pochissimi micron possono essere di origine detritica e costituire la matrice di una roccia carbonatica, e sia *c*) soddisfare quelle esigenze pratiche di riconoscimento in campagna con una lente 10-15 × invocate da LEIGHTON & PENDEXTER, op. cit.

Nello schema qui proposto, l'estensione del campo della calcisiltite viene però ridotta lateralmente (a mezzo tratteggio minuto) per spiegare graficamente come una parte degli elementi calcarei detritici di dimensioni inferiori a 3 micron spesso non risulti sufficientemente differenziabile da quelli autigeni della micrite. Questo modo di procedere può sembrare artificioso e forzato, ma è dettato dalla preoccupazione di non lasciare intendere che su *tutte* le particelle di diametro inferiore ai 3 micron si possa con sicurezza diagnosticare l'origine autigena o allotigena, come già puntualizzato da FOLK 1959.

La terminazione dello schema in corrispondenza della granulometria di 0,5 micron è ovviamente legata alla irresolvibilità diagnostica dei grani calcarei ad un normale microscopio da petrografia.

Per la terminologia sui fenomeni di accumulo meccanico entro cavità ed in successione paragenetica, ci si è orientati su SANDER B., 1936-1951.

Per quanto riguarda la classificazione dei grani, si è adottato uno schema molto affine a quello di BOSELLINI 1964, con la variante di considerare solo quattro classi, e cioè:

— *corpi o grani rivestiti*;
— *corpi aggregati*;
— *corpi detritici*;
— *fossili*.

Per *corpi rivestiti* si intendono quei grani costituiti da una porzione centrale, che può essere di qualsiasi forma e natura, e un inviluppo corticale. I più comuni sono le ooliti e loro sottoclassi.

Per *corpi aggregati* si intendono quelli derivati dalla riunione di particelle minori, indipendentemente o meno dalla natura di esse.

Fra quelli calcarei più comuni ci sono i botroidi (lumps).

A questa voce vengono qui anche accomunati sia i condroidi (pellets) coprogeni (in quanto coproliti di organismi limivori mantengono le dimensioni granulari e la struttura del sedimento divorato, come risulta in REVELLE & FAIRBRIDGE 1957), sia condroidi non fecali ma dati comunque da aggregati di frammenti calcitici.

Per *corpi detritici* si intendono qui rigidamente quelli la cui origine ultima è legata a processi di frammentazione. Pertanto l'assegnazione ad essi di qualche grano a caratteristiche interne particolari è subordinata ad una valutazione della dinamica e dei tempi di formazione; per esempio, nel caso che un sedimento costituito da corpi aggregati venga frammentato e disperso ad opera di agenti esogeni in particelle, queste ultime, successivamente risedimentate, saranno da considerare di tipo detritico se messe in relazione al nuovo sedimento, e corpi ad altra classificazione se viste nel loro aspetto morfologico e strutturale singolo.

I corpi detritici vengono a loro volta divisi in due sottoclassi: *intraclasti*, se originati da un sedimento non ancora consolidato, e *alloclasti* se originati da un corpo già allo stato solido.

Anche certi condroidi, derivati dalla frammentazione di alghe (pellets algali) vengono classificati nei corpi detritici.

Il termine *fossili* non ha bisogno di essere spiegato; purtuttavia qui è riservato a quelle testimonianze di vita organica che siano di sedimentazione autoctona o parautoctona (indipendentemente dalla loro interezza) e non è allargato a quelle rimaneggiate da un deposito precedente, le quali rimangono piuttosto classificabili nei corpi detritici.

Per quel che riguarda i tipi di cemento e di porosità, viene integralmente accettata la classificazione riportata in BOSELLINI 1964.

Le percentuali dei vari componenti sono state stimate visivamente utilizzando carte preparate da SPOCK 1953 e TERRY & CHILINGAR 1955.

Il materiale studiato è depositato presso l' Istituto di Paleontologia dell'Università di Pavia.

Parte Prima

STRATIGRAFIA

Riassunto. — La letteratura precedente sul Lias di Gozzano si ritrova nelle opere di una decina di Autori; Parona e Sacchi Vialli & Cantaluppi sono quelli che però presentano la maggior mole di riferimenti: l'uno, riprendendo a più riprese quanto formulato in note iniziali, arriva alla conclusione che i fossili di questa località siano tutti attribuibili alla parte inferiore del Lias medio (con gli attuali standard cronologici: Carixiano); gli altri ritengono invece che esistano due associazioni faunistiche ben definite e distaccate, una di età Sinemuriano con eventuale transizione alla base del Carixiano, l'altra di età Domeriano.

La stratigrafia, che finora non era stata ricostruita, viene qui suddivisa su tre colonne che però non risultano mai complete e continue e i cui elementi si rinvengono in due cave (cava Mentasti e una cava « minore ») e nel colle principale del paese.

I terreni sedimentari più antichi esposti nella cava Mentasti e alla base del colle consistono, dal basso all'alto, di calcareniti spatiche con materiali smantellati da formazioni calcareo-organogene e vulcanitiche, calcari organogeni recifali, encriniti.

Lenti di calcareniti rosse in matrice argillitica si intercalano e più o meno profondamente intersecano gli strati di tutti e tre i tipi, ma precipuamente quelli di mezzo.

L'associazione faunistica reperibile in questi livelli calcarei, ed identificabile con la prima associazione di Sacchi Vialli & Cantaluppi 1967, comprende anche brachiopodi della famiglia *Bactryniidae*, Spiriferine, ed indica precisamente un'età Lotharingiano.

I terreni sedimentari fossiliferi più recenti si rinvengono alla sommità del colle, ove risultano in rapporto di trasgressione sui precedenti, e nella cava minore; consistono di calcilutiti, calcisiltiti, calcareniti intraclastiche rosate, rosse, gialle, che in qualche caso hanno una chiara struttura brecciata (cava minore).

I fossili più significativi, raggruppabili nella seconda associazione dei suddetti AA., sono brachiopodi, ammoniti dei generi *Arieticeras* e *Pleuroceras*, e permettono una datazione al Domeriano medio e superiore.

La correlazione fra i vari spezzoni seriali è fatta sulla base dei fossili e risulta occasionalmente avvalorata dalla ripetizione delle sequenze litostratigrafiche.

A) Ubicazione degli affioramenti e letteratura precedente.

Gli affioramenti di roccia liassica di Gozzano sono localizzati in tre aree contigue, rispettivamente sul Colle della Chiesa Madre, nelle prime cave a circa 120 m al suo NE (ora denominate Cave Mentasti) e in una cavetta, ulteriormente più spostata nella stessa direzione di un centinaio di metri, prossima alla strada per Bolzano (fig. 1).

Le successioni stratigrafiche meglio individualizzabili macroscopicamente sono localizzate in ordine decrescente di chiarezza, nelle Cave Mentasti (1), nelle pendici nord-orientali del colle della chiesa (2), nella cava minore (3) e infine nel versante meridionale del colle (4).

Nell'esposizione verrà appunto seguito quest'ordine, che è poi quello che facilita la comprensione della successione stratigrafica.

Benchè menzionata da una decina di A. del secolo scorso, la situazione stratigrafica e strutturale degli affioramenti di Gozzano è rimasta piuttosto nel vago, nè risulta che in questo Secolo, oltre la datazione dei fossili reperiti nei vari affioramenti e conservati in collezioni eseguita da Sacchi Vialli & Cantaluppi 1967, siano stati fatti tentativi per risolverla.

La prima segnalazione viene da Sismonda 1840, il quale, in appendice ad una discussione sulla giacitura e datazione della « dolomia dei Laghi », accenna fugacemente a Gozzano come località fossilifera, nella quale sarebbe reperibile un *calcare rosso-mattone pochissimo alterato* contenente *Terebratulidae in quantità scarse per poter essere utilizzate per una suddivisione dei terreni.*

Otto anni più tardi lo stesso A. fa diretto riferimento al colle su cui sorge la chiesa. L'accenno globale che egli fa delle rocce reperitevi (porfidi, graniti, *pietruzze talcose e scistose*) fa fortemente sospettare che i materiali fossiliferi siano stati associati a quelli morenici che ammantano il colle. Questi elementi vulcanitici e metamorfici sarebbero « tenuti insieme da calcare cristallino » non magnesiaco, e su di loro starebbe « adagiato un calcare rosso mattone celebrato per i suoi fossili del Lias, mescolati ad altri di età più remota . . . ». In sostanza, la successione desunta da Sismonda è quella di calcari cristallini con elementi per lo meno vulcanitici in basso, e di calcari rosso-mattone a brachiopodi in alto.

Tale successione, seppure da modificare per quel che riguarda i corpi allotigeni, è appunto quella apparentemente riscontrabile in successione geometrica sul colle della chiesa.

Pareto 1859 è il secondo A. ad interessarsi di Gozzano.

Infatti, esordendo col dichiarare che l'affioramento è in estensione *ben poca cosa,* fa menzione sia al colle che ad « un monticello al di là della valle sotto la chiesa, e nel quale *alla base del calcare affiorante, fra lo stesso ed il porfido* (!!) si

trova una specie di arenaria rossastra mal caratterizzata ».

La succinta nota morfologica e l'approssimativo dato stratigrafico sono però sufficienti per individuare, in quella che ora è la cava più settentrionale, l'affioramento oggetto dello spunto di PARETO.

GERLACH 1869 accenna a « piccoli affioramenti di Lias a NE di Gozzano » con « conglomerato e calcare rosso nei quali SISMONDA ha trovato piccole *Terebratulidae datate Lias* ». Da queste affermazioni risulta bene come egli abbia accettato senza modifiche il dato dell'A. italiano.

GASTALDI 1871 accenna ancor più fugacemente a Gozzano, limitandosi a dire che il calcare fossilifero menzionato dagli AA. precedenti, è « in vicinanza dei porfidi », ma per la prima volta specificando bene: *senza che se ne possa vedere il contatto,* distaccandosi quindi dalla tesi di PARETO.

Fig. 1. — Ubicazione degli affioramenti liassici di Gozzano.
1 - settore della cava Mentasti; 2 - versante N e NE del colle; 3 - settore della cava minore; 4 - versante meridionale del colle coi cinque affioramenti reperiti e descritti.
A tratteggio i terreni del Lias inferiore; in grigio quelli del Lias medio; in bianco i terreni morenici, alluvionali e i detriti.

PARONA inizia nel 1880 una serie di appunti

geologici su Gozzano, l'uno ripetizione dell'altro, serie conclusasi nel 1925 sul « Trattato di Geologia ».

In quelle ripetute occasioni annuncia, dopo aver appurato che l'affioramento del colle ha dei prosiegui in una serie di piccoli rilievi in direzione N-NE, che i singoli strati sono potenti qualche dm, sono costituiti di « calcare rosso-giallastro; questo, in diversi punti, sfuma in alto in banchi di breccia, il cui elemento principale è il solito calcare e il resto è dato da frammenti di porfido e di scisto talcoso micaceo ».

Nel penultimo dei lavori (1886) si spinge anzi con una figura ad illustrare i rapporti di giacitura dei vari terreni, considerando le rocce sedimentarie giuresi trasgressive su un basamento di porfidi e metamorfiti e dando loro una componente di immersione a S quando invece nel testo si fa riferimento, seppure con interrogativo, ad una immersione a NE.

In epoca più recente, AZZAROLI & CITA 1962 riportano succintamente l' interpretazione di PARONA sui calcari rossi e marmorei.

BERNOULLI 1964 prende in considerazione la località, rammentando semplicemente come le rocce sedimentarie ivi affioranti — calcari brecciati, micriti, encriniti e marne micacee — abbiano affinità con quelle coeve del Canton Ticino in facies di soglia e come la stessa area costituisse nel Lias medio un alto strutturale.

Accenni alle rocce liassiche di Gozzano sono fatti da G. & P. ELTER, STURANI, WEIDMAN 1966. Questi AA. riportano succintamente il dato cronologico di PARONA sull'età infrapliensbachiana degli affioramenti e affermano che i calcari, designati di facies « broccatello », riposano sulle vulcaniti permiane.

SACCHI VIALLI & CANTALUPPI 1967 precisano l'età sinemuriana per le rocce della Cava Mentasti e delle pendici settentrionali del colle, e l'età Domeriano sia per quelle della cava più settentrionale che per quelle del resto del colle; questa loro interpretazione è basata essenzialmente sui dati paleontologici emersi dallo studio di una ricca fauna in cui vengono individuate due associazioni: una più antica, a prevalenti lamellibranchi, gasteropodi ed echinodermi; una più recente, a prevalenti brachiopodi e cefalopodi.

L'ultimo A. che menzioni Gozzano è CASATI 1969 che, parlando della giacitura e dell'età dei terreni giuresi prealpini, data genericamente il calcare locale al Lias medio, rifacendosi probabilmente al testo di AZZAROLI & CITA.

B) **Le serie.**

1) *Cava Mentasti.*

Il primo affioramento considerato in questo lavoro è quello delle cave adiacenti al torrente che corre lungo la strada per Bolzano.

Detto affioramento è esposto sia in un fronte di cava sostanzialmente diretto N-S allungato per 120 m e con altezze variabili fra i 2 ed i 9 m, sia in un minuscolo rilievo, residuo di un originario

Fig. 2. — Schema prospettico della cava Mentasti. In secondo piano a sinistra la cava minore; a destra il versante settentrionale del colle con la chiesa.

piano di lavoro per la cava, ad occidente del fronte principale (fig. 2).

L' impressione che si riceve dalla prima osservazione dell'affioramento è quella della mancanza di stratificazione e della caoticità in deposizione, impressione dovuta alle masse poliedriche di cui, per irregolarità di fronte, è costituita la parte orientale della cava.

La roccia si presenta come un calcare spatico massiccio, rosa chiaro e picchiettato di bruno, con plaghe rosso-vinate a periferia irregolarissima e a disposizione capricciosa.

1) frammenti colorati a spigoli vivi di porfido, di dimensioni da 100 μ a 1 mm, solo eccezionalmente alquanto maggiori, e il tutto in percentuali variabili fra il 30 e il 10% ;

2) grani calcitici bianchi e quarzosi di dimensioni simili ai precedenti, in proporzioni fra il 20 e l'1%, e solo eccezionalmente di dimensioni superiori ai 3-4 mm;

3) lardelli calcarei chiari lunghi fino ad una ventina di cm e di spessore compreso fra 0,5 ed 1,5 cm, di cui alcuni a struttura fibrosa.

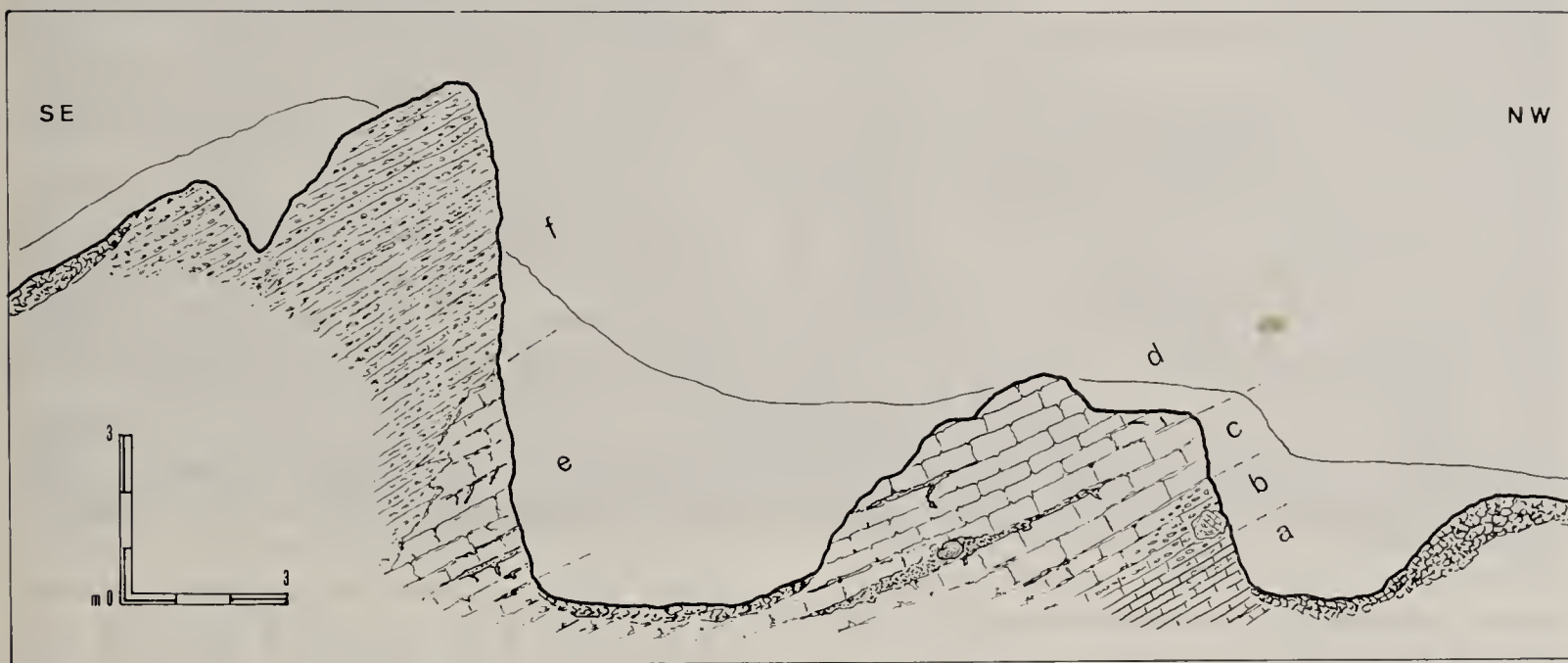



Fig. 3. — Sezione della cava Mentasti, con gli intervalli litostratigrafici menzionati.

Questa impressione si trae già dalle descrizioni degli AA. del Secolo scorso relative agli altri affioramenti, e certamente deve aver scoraggiato i ricercatori che, in quest'ultimo ventennio, abbiano visitato la località. Non risulta che i vari Rilevatori delle Carte geologiche e gli stratigrafi moderni che hanno menzionato Gozzano vi si siano soffermati con maggiori dettagli di quelli dell'800, per i quali erano persistiti dubbi ed incertezze sulla giacitura e fra i quali non risultava neppure l'accordo sulla successione dei vari termini.

Ad una dettagliata osservazione macroscopica e semi-microscopica di campagna, si notano però diversi fatti.

a) La roccia appare essere fondamentalmente di tipo clastico, costituita da uno scheletro a tre componenti:

Questi tre elementi sono legati da una matrice calcarenitica e calcisiltitica candida o rosata e da cemento dello stesso colore.

b) La disposizione dei lardelli maggiori, e frequentemente anche quella dei grani di porfido (spesso in struttura gradata ma con selezione granulometrica appena abbozzata), è parallela a quella di certe sottili bande calcarenitiche bianche o rosate a grana molto fine.

Queste ultime, a loro volta, sono intercalate a fasce arenacee più grossolane e a gradazione normale.

c) Nell'affioramento si notano diverse lingue calcaree e siltitiche rosse nelle quali spiccano granuletti calcarei e porfirici. La lunghezza di queste lingue è estremamente variabile: si va da pochi cm a qualche m; altrettanto variabile è il loro spessore, compreso fra il millimetro e i 40-50 cm, con però netta prevalenza per quello sui

pochissimi centimetri. Esse sono orientate parallelamente ai lardelli e alle varie bande e fascie summenzionate e sono per lo più in contatto erosivo sulla roccia calcareo-detritica chiara.

d) Apofisi delle suddette lingue siltoso-arenacee si reperiscono con orientamento diverso in tutta la parete esposta nel fronte della cava; hanno angolazioni diverse e apparentemente capricciose, e talvolta, prima di esaurirsi in una terminazione cuneiforme, si orientano quasi parallelamente ai lardelli delle varie bande clastiche. Quando la loro superficie di espansione venga a coincidere più o meno con la superficie di esposizione, si osserva come esse si irradino verso sensi che, statisticamente considerati, risulteranno preferenziali.

Dalla gradazione delle porzioni arenacee con frammenti di eruttivo, dalla disposizione dei lardelli calcarei, dall'allineamento e successione verticale delle sottili bande calcaree chiare, si traggono gli elementi utili per una diagnosi sull'effettiva stratificazione del complesso roccioso, sulla quale sono sempre persistiti dubbi nei ricercatori precedenti.

Su indicazione di tali caratteristiche petrografiche, si cominciano a discernere vari giunti di stratificazione che permettono di rilevare delle giaciture precise. Le immersioni, pur variando di qualche grado l'un l'altra, si orientano tutte sul secondo quadrante. Le pendenze variano dalla ventina alla cinquantina di gradi.

La traccia lungo cui si sviluppa maggiormente la serie è quella che parte dalla base esterna del cocuzzoletto occidentale, residuo del piano di cava, e raggiunge il fronte secondo una direzione NW-SE, sviluppandosi poi verticalmente su di un torrione naturale (fig. 2-3).

La successione consiste di:

a) 0,90 m di calcareniti e brecciole con scheletro molto ricco di grani porfirici e quarzosi, la cui stratificazione è abbastanza netta e regolare, ed ha un periodo di 1-5 cm. Osservate con una lente, queste calcareniti e brecciole mostrano bande millimetriche bianche o rosee a condroidi ed ooliti di piccolissime dimensioni, bande talvolta percorse da vene longitudinali millimetriche di calcite candida e localizzate nella metà inferiore della singola banda.

I condroidi e le ooliti risultano però anche localmente addensati in nidi che sono allungati secondo la stratificazione.

b) 1 m di calcareniti con gli stessi caratteri macroscopici. Si reperisce, inglobato in questo intervallo, un corpo lenticolare di poco più di 1/2 m^3, a caratteristiche petrografiche affini e in giacitura francamente discordante.

Esso, che è stratificato, risulta inclinato di circa 75° rispetto alla stratificazione del sedimento inglobante e fra i particolari interessanti mostra:

— ciottoli di porfido di discrete dimensioni sia a spigoli vivi che ovoidali, immersi in matrice calcarenitica.

— bande millimetriche pellettoidali ed oolitiche rosate, separate da lenti irregolari di calcarenite porfirica; anche in questo caso le bande condroidali sono occasionalmente percorse da lamine calcitiche longitudinali.

— bande centimetriche candide che racchiudono minuscole plaghe di materiale molto ossidato.

Gli strati della base dei livelli *b* che sopportano questo blocco mostrano una inflessione verso il basso (a testimonianza dell'effetto di carico che si può avere su una roccia non ancora totalmente litificata) poi si accordano lateralmente con le bande sovrastanti il corpo in questione.

Una quantità di ciottoli centimetrici di porfido sia a spigoli vivi che a spigoli arrotondati accompagna da tutte le parti, e con un maggior sviluppo in direzione del colle, questo blocco; di detti ciottoli non si ha più traccia nel prosieguo sud-orientale dei livelli *b* in questione, e ciò indica come la presenza di tutti gli inclusi discordanti, calcarei o porfirici, sia dovuta ad una frana di scoscendimento avvenuta durante la sedimentazione del suddetto intervallo.

c) 1,50 m di calcareniti bianco-rosate mal stratificate, piuttosto cristallizzate, ricche di plaghe a cemento calcitico spatico; sono intersecate perloppiù da fratture di diverse generazioni e successivamente ricementate, per cui, nell' insieme, simulano una brecciola.

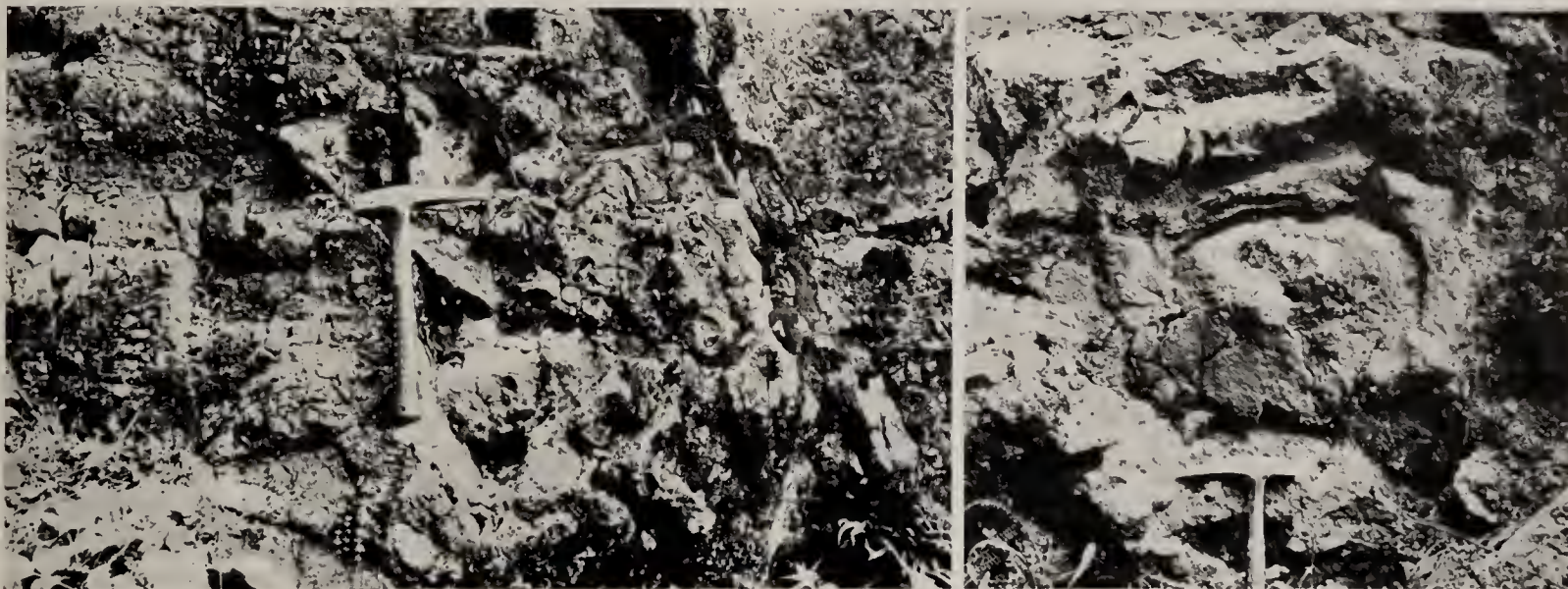
Inserite nella serie si reperiscono:

1) dopo il primo metro, lingue siltose rosse con notevole contenuto in quarzo e con lamelle di mica in matrice pelitica; esse hanno un decorso preferenziale sub-parallelo alla stratificazione e il loro sviluppo si fa lateralmente via via più imponente fino ad individuarsi, allo estremo meridionale del fronte di cava, in un insieme di 70-80 cm di letti arenacei rossi a banchi singoli di 3-4 cm, insaccati in spaccature del substrato calcareo;
2) un blocco di calcarenite abbastanza ben arrotondato, avvolto da squame di siltite rossa;

d) 2 m di calcareniti, che contengono sia parecchi lardelli calcarei, lunghi fino a una ventina di cm e larghi 1-2 cm, i quali risultano essere brandelli ravvicinati di madrepore, sia masse calcaree a struttura grossolanamente reticolata (frammenti di colonie algali). I primi macrofossili reperibili in serie sono appunto a questa altezza e consistono di lamellibranchi dei generi *Chlamys*, *Entolium*, *Lima*, nonchè da brachiopodi del genere *Spiriferina* e della famiglia *Bactryniidae* che qui sono per la prima volta segnalati.

capriccioso, analoghe a quelle già reperite in precedenza.

Caratteristica importante che si sviluppa fin quasi alla metà del fronte di cava è anche la persistenza dei lardelli calcarei di madrepore e di alghe calcaree orientati secondo la stratificazione.

f) Sul fianco settentrionale dell'elemento morfologico, che a mo' di torrione si erge ad esporre il maggior sviluppo verticale del fronte di cava, si nota, a 2 m dalla base, una veloce va-

Figg. 4.-5. — La prima foto, a sinistra, mostra parte dell'orizzonte *b* di cava Mentasti, la cui stratificazione è osservabile alla sinistra del martello; alla destra dell'attrezzo si nota un alloclasto di notevoli dimensioni, la cui stratificazione è nettamente discordante (quasi verticale) rispetto a quella della roccia incassante e il quale è circondato da uno sciame di ciottoli di porfido.
La seconda foto, a destra, mostra parte dell'orizzonte *c* della stessa cava, e in cui è osservabile un alloclasto calcarenitico rotondeggiante inglobato in arenaria ad elementi ossidati.

Correlabile con questa porzione di sezione, è il tratto settentrionale della stessa cava Mentasti prossimo all' incrocio del sentiero con la mulattiera principale, per l' identità litologica e faunistica.

e) Alla base del torrione, la serie prosegue con 4 m di calcisiltiti rosa e bianche solcate da bande calcarenitiche (nel cui scheletro c'è anche una discreta frazione di porfidi) e con calcari chiari massicci notevolmente cristallizzati. Sono inserite in questa porzione seriale lingue e lenti di siltite e di arenaria rossa, talvolta spesse qualche centimetro, e inglobanti frammenti calcarei e silicatici; esse preferenzialmente seguono la stratificazione e sono in contatto erosivo sia alla base che al letto con la porzione calcarea costituente la massa principale. Si tratta di lenti, ancor più ricche di apofisi ad andamento apparentemente

riazione laterale in senso detritico. Infatti alle calcisiltiti rosate e ai calcari massicci cristallizzati si sostituiscono, con incastro ad angolo acuto, calcareniti e brecciole encrinitiche in strati sottili e molto mal distinguibili. L'addentellatura di questi strati organogeni con quelli più massicci precedenti, è disposta in modo tale che, sul lato aperto sul fronte di cava, le encriniti iniziano solo negli ultimi 5 m di sezione (fig. 3) e quindi la loro totale sovrapposizione ai calcari massicci dell' intervallo *e* inizia solo 1,50-2 m dopo il loro primo addentellato.

A differenza degli orizzonti precedenti, queste encriniti sono intercalate dalle lingue siltose rosse in una successione molto meno netta e in frequenza minore. La zona di transizione fra le encriniti e le rocce massicce precedenti è caratterizzata dalla alternanza di bande calcilutitiche brune

con bande calcarenitiche discontinue, a contorno mal definito e costituite di frammenti di roccia calcareo-organogena, di resti di molluschi (fra cui Nautiloidi), di echinidi, di ostracodi e di foraminiferi.

Grumetti e lenti glauconitiche intercalate a questi strati bioclastici sono reperibili in tutto l' intervallo, ma soprattutto a metà sequenza.

Riassumendo la successione oggi rilevabile nelle Cave Mentasti di Gozzano è macroscopicamente costituita

— in basso da calcareniti e brecciole sia a scheletro calcareo che porfirico, entro le quali si intercalano sia corpi litoidi discordanti costituiti praticamente di terreni analoghi e da ciottoli di porfido, sia letti arenacei rossi (complesso *a-c*);
— da calcareniti cristalline molto venate e con lamellibranchi, brachiopodi della famiglia *Bactryniidae*, brandelli di madrepore e di alghe calcaree (complesso *d*);
— successivamente da calcilutiti e calcari massicci cristallini, solcati e intercalati da altri letti ed apofisi arenacee e siltose (complesso *e*);
— infine da calcareniti encrinitiche (complesso *f*).

Strutture geopete particolari, discusse nei capitoli successivi, comprovano che la successione geometrica, che ha una pendenza media di 40° a SE, corrisponde a quella stratigrafica.

2) *Versante N e NE del colle.*

Il versante nord e nord-orientale del colle su cui si erge la chiesa principale è il secondo in importanza di significatività seriale.

Gli affioramenti (fig. 1, 2) sono molto limitati da copertura e quindi la serie non può essere ispezionata in una successione continua lungo nessuna traccia; purtuttavia presenta dettagli di discreto interesse che la accomunano a quella delle Cave Mentasti.

La parte più bassa di serie è scoperta solo in piccoli tratti, al margine settentrionale del colle, presso il limite di proprietà ecclesiastica; è costituita di calcareniti a notevole componente vulcanitica in ciottoli di 1/2 cm, identiche a quelle dell' intervallo *a* e *b* della Cava Mentasti. La immersione degli strati è a S-SW e la pendenza va dagli 8 ai 12°. Lo spessore dell'affioramento si limita ai 3,80 m.

Dopo circa 3 m di copertura, e proprio sull'asse delle fondamenta della Cappella che sta a lato del campanile, compare il secondo affioramento. Esso è costituito di calcari massicci bianchi e debolmente rosati, a molluschi e a brachiopodi della famiglia *Bactryniidae,* talvolta addensati in lenti costituenti localmente vere brecciole organogene.

I calcari in questione proseguono sulla costa nord-orientale del colle fino a raggiungere il settore in cui è stata scavata una grotta votiva e mostrano di essere interessati ad un sistema di fratture apparentemente capricciose occupate da calcisiltiti, arenarie e siltiti rosse identiche a quelle che si riscontrano negli intervalli *c, d, e* della Cava Mentasti.

Vi si rinvengono grossi lardelli calcarei bianchi che sono frammenti di colonie coralligene col piano di accrescimento in giacitura parallela alla stratificazione, brandelli di colonie di alghe calcaree, e bande ondulate chiare che risultano avere una struttura oolitica e condroidale.

In particolare, la maggior delle lenti arenacee rosse che si riscontrano nell'affioramento sotto il campanile precede la porzione a brandelli coralligeni, proprio allo stesso modo di quanto succede alla Cava Mentasti per quella compresa nell' intervallo *c*, e presenta identiche caratteristiche nello spessore e nella disposizione incurvata dei banchi in corrispondenza di fratture del substrato calcareo.

Un computo stratimetrico della successione, la quale ripete le vicissitudini di quella della cava maggiore, conduce ad una valutazione di 10 m.

3) *Cava minore.*

Adiacente alla mulattiera per Bolzano, al lato opposto della Cava Mentasti, sporgente da una collina morenica (il « monticello al di là della valle » di PARETO) si presenta una parete verticale lunga 27 m e alta fino a 9, taglio di una cava da poco inattiva (fig. 2).

A fianco di questa parete artificiale, la roccia si presenta con fratturazione e morfologia naturale a speroni sviluppantisi per un'altra ventina di m orizzontalmente e per 3-4 m verticalmente.

Il taglio artificiale mette bene in evidenza la struttura fondamentale della roccia, assomigliante ad una breccia calcarea, stratificata con componente d' inclinazione a SE; la porzione settentrionale dell'affioramento rivela una stratificazione con immersioni sul II° e III° quadrante.

Appunto sulla parte d'affioramento ove è possibile valutare più facilmente la giacitura degli

strati, si può controllare il tipo sedimentario secondo una successione per lo meno geometrica. Vi si trova anzitutto che la roccia è differenziabile in due tipi: un tipo mal stratificato, calcareo e tenace, e un tipo ben stratificato, francamente arenaceo e più disgregabile.

Il primo tipo, osservato in maggior dettaglio, mostra di essere costituito di calcilutiti intraclastiche rosate suddivise in blocchetti calcarei chiari e spigolosi e con un complicato reticolato di vene spatiche candide e venuzze rosso vivo.

Il secondo tipo si presenta abbastanza ben stratificato solo nelle zone topograficamente più basse, mentre costituisce solo il riempimento di cavità e fessure in quelle più alte; esso è chiaramente attribuibile a delle arenarie intraclastiche più o meno grossolane a prevalenti grani di calcite, (subordinatamente di quarzo e porfidi) immersi in una residua matrice pelitica rossa, ed ha intercalati straterelli di siltite argillosa dello stesso colore.

Nella parete destra di una piccola grotta locale è possibile controllare come questi banchi, di spessore singolo da 1 a 3 cm, siano gradati e come gli elementi scheletrici a diametro maggiore siano addensati nella parte dello strato che attualmente è rivolta verso l'alto.

Questi banchi arenacei sono certamente quelli individuati da Pareto, che per la particolare posizione altimetrica li ha piazzati alla base della successione e li ha ritenuti interposti fra il calcare e un ipotetico porfido.

Detti banchi arenacei si intercalano ripetutamente alla serie calcarea, e presentano spessori singoli via via aumentanti, fino a raggiungere singolarmente anche una decina di cm.

Nel settore della cava intersecato dal taglio frontale (settore meridionale), la roccia calcarea è a struttura molto simile, ma risulta più intensamente intersecata da fratture rinsaldate con calcite spatica o riempite di siltite e di arenaria bruna, per cui ne risulta nell' insieme una struttura brecciata molto simile a quella della « macchia vecchia » del Canton Ticino.

Sul taglio di cava, è possibile vedere come la porzione arenacea occupi gli interstizi fra i vari blocchi di calcisiltite e calcilutite bianco-rosata; in alcuni di tali interstizi, di forma all' incirca triangolare, si osserva la disposizione della psammite in bande inarcate verso il vertice superiore; questo particolare non può che corrispondere ad un arrangiamento geopetale che attualmente risulta invertito nella sua disposizione spaziale originaria causa un rovesciamento totale della serie (Tav. I n.t., fig. 1).

Di conseguenza, la successione originaria delle rocce nella cava minore, va ricostruita ponendo alla base ciò che attualmente è in posizione topografica più rilevata.

Nel settore non coltivato gli strati immergono precipuamente a SE e la serie è potente 9,50 m; in quello coltivato immergono invece a W-SW e lo spessore è di 8 m.

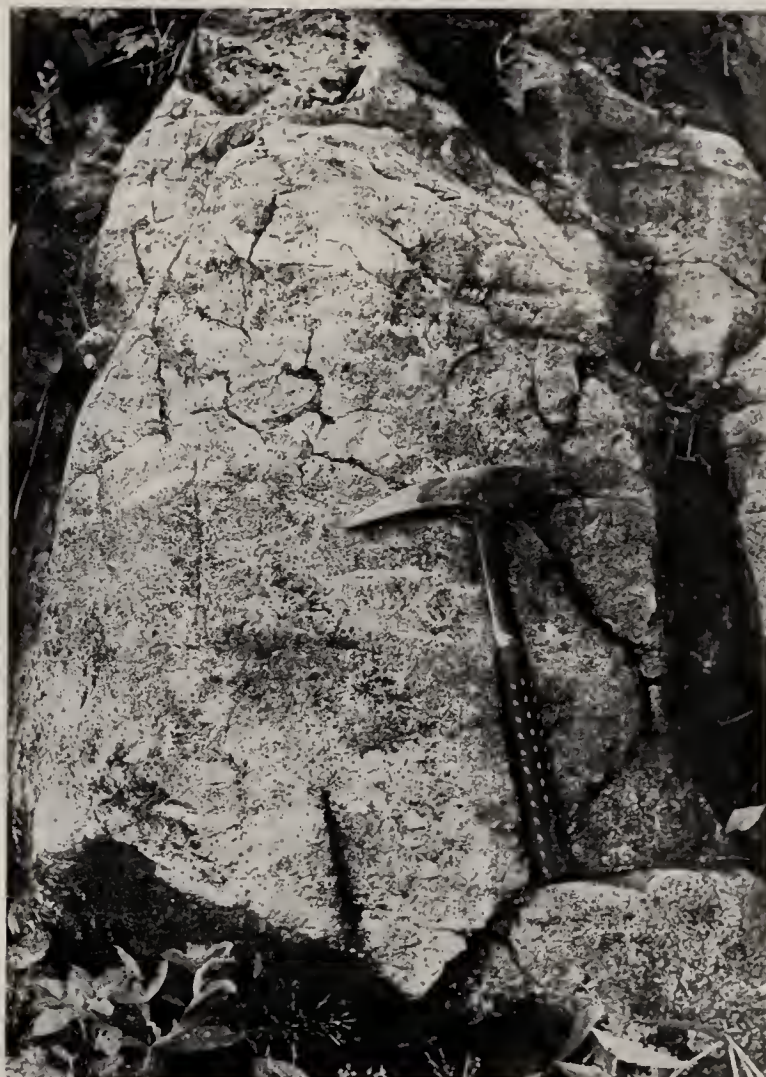



Fig. 6. — Frammenti di madrepore e lingue di alghe calcaree allineate secondo la stratificazione nei calcari organogeni del colle.

La divisione in due zone a diverse possibilità di coltivazione avviene in corrispondenza di una frattura con superficie irregolarissima ma immersa sostanzialmente a S-SE, e corrisponde anche ad un limite di discontinuità sia del tipo di roccia (calcari a intraclasti lutitici, notevolmente fessurati e con molta calcite spatica a sud, calcari a intraclasti calcarenitici e spesse arenarie rosse intraclastiche a nord) sia della giacitura. Per questa ragione, e poichè c'è il sospetto che la frattura abbia provocato anche un certo rigetto, i due rispettivi spezzoni seriali non possono venire direttamente collegati, e vanno prudenzialmente tenuti

distaccati, anche se impostati lungo la stessa traccia di colonna stratigrafica.

I macrofossili della cava minore consistono soprattutto in brachipodi, entrochi, in misura minore di lamellibranchi, di piccole ammoniti del genere *Arieticeras* e nautiloidi. I microfossili sono rappresentati da *Involutina liasica* nelle rocce più ricche di tritume e di alghe calcaree (fra cui Diplopore) e da *Aulotortus* sp. e spicole nelle rocce più calcisiltitiche.

4) *Versante S e SE del colle.*

Diversi AA. riferiscono che la sommità del colle della chiesa presenta calcari rossi in sovrapposizione a quelli chiari nei quali noi abbiamo trovato coralli.

Fig. 7. — Calcilutite del Lias medio (placca in primo piano) trasgressiva sul calcare biogeno del Lias inferiore in un masso alla sommità del colle.

Oggi la copertura detritica e vegetale non permette assolutamente di controllare lungo una serie continua la veridicità di questa affermazione (la parte più completa di affioramento termina in corrispondenza dei livelli a coralli presso la grotta votiva sotto il campanile); per giudicare se i rapporti fra i due tipi possano essere stratigrafici o d'altra natura non rimane pertanto che controllare le caratteristiche petrografiche, strutturali e deposizionali dei medesimi calcari rossi e le eventuali loro testimonianze adiacenti a quelli chiari.

Dopo accurate ricerche si è fortunatamente reperito, sulla verticale dell'affioramento sottostante il campanile, un masso di calcare coralligeno e condroidale bianco, che alla sommità sopporta una placca irregolare di calcilutite rosso-mattone. Mentre il calcare chiaro è perfettamente identico a quello reperibile nella sottostante sezione e presso la grotta votiva, la calcilutite, che è spessa qualche centimetro e colma dèboli depressioni carsiche nel calcare bianco inglobandone perdippiù ciottoletti, è identica a quella reperibile nel versante E e S del colle, e alla quale spetta, come si vedrà in seguito, un'età più recente.

In sezione sottile si nota, poi, come fra i due termini litologici del campione vi sia addirittura una discordanza angolare di 17° nella pendenza (Tav. I, n. t., fig. 3).

Il masso in questione risulta distaccato dalla sua base originaria, però non vi è dubbio che originariamente sovrastasse la serie a calcari coralligeni, trovandosi sull'allineamento della loro successione regolare e nella stessa direttrice ove i vecchi AA. reperivano i calcari rossi prima che i fabbricati del Seminario e di varie appendici ecclesiastiche invadessero la sommità del colle.

Ulteriori affioramenti di calcare rossiccio sono attualmente reperibili solo nel versante orientale e meridionale del colle, insieme ad altri di colore giallastro; si tratta, nel complesso di tipi prevalentemente calcisiltitici e calcarenitici in matrice lutitica.

I due colori, rosso-mattone e giallastro, si mescolano frequentemente e si alternano reciprocamente lungo lenti irregolari.

A causa della copertura detritica, morenica e vegetale, non è possibile studiare i rapporti reciproci di giacitura dei pochi e limitatissimi affioramenti di roccia colorata nel versante E e S del colle.

L'unico tentativo di ricostruzione, più che della serie, della successione verticale dei vari spezzoni reperibili, si può fare su una sezione del colle utilizzando i dati di giacitura dell'affioramento a calcari coralligeni, l'angolo fra questi e le calcilutiti rosse del campione suddetto e localizzando topograficamente i quattro affioramenti a calcari colorati.

Le reali distanze stratigrafiche tra i vari spezzoni non potranno mai essere accertate finchè non si possano avere le eventuali variazioni dell'angolo

di direzione e di pendenza delle rocce colorate negli intervalli coperti.

Adottando le opportune formule e le opportune costruzioni grafiche in uso nella stratimetria (Canavari 1928, Low 1958, Badgley 1960) si è trovato che la successione sovrastante le calcilutiti rosse deve essere:

a) un complesso di calcari a struttura nodulare intraclastica, reperibili nell'estremo affioramento sud-orientale; si tratta di calcisiltiti marnose rosate, che costituiscono una matrice in cui flottano innumerevoli frammenti centimetrici arrotondati di calcisiltite più chiara, veri e propri intraclasti di un sedimento peneconsolidato; in esso si reperisce qualche filone sedimentario a calcarenite giallastra e rosata;

b) banconi metrici di calcarenite rosso-mattone, intercalati a strati decimetrici lutitici e lenti calcisiltitiche rosate; l'affioramento è sul versante SE del colle, 5 m più in alto del precedente; vi si reperiscono parecchi brachiopodi, piccoli lamellibranchi e qualche ammonite;

c) calcilutiti millimetriche giallo-rosate, percorse da sottili filoni sedimentari arenacei e siltosi rosso-bruciato; sono reperibili presso i magazzini colonici delle Missioni Comboniane;

d) banchi decimetrici di calcisiltite rosa e gialla a stratificazione incrociata, percorsi da filoni sedimentari di siltite rossa e di calcarenite grossolana gialla; detti banchi affiorano nel versante meridionale alle spalle della casa colonica delle Missioni.

Da imprecisati livelli di questi tre tipi, in occasioni di ampliamenti stradali, i Padri Comboniani hanno raccolto ammoniti che sono state determinate nell' Istituto di Paleontologia dell' Università di Pavia come appartenenti alla specie *Arieticeras bertrandi*;

e) banchi a stratificazione macroscopicamente indistinta, costituiti di calcarenite, calcisiltite e biomicrite rossa e giallognola, con qualche filone sedimentario di siltite color rosso-bruciato. Affiorano presso l' ingresso secondario del Seminario della Missione e risultano contenere brachiopodi, lamellibranchi e ammoniti della specie *Pleuroceras solare*.

Fig. 8. — Ricostruzione schematica dei rapporti fra rocce infra- e medioliassiche nel colle, ed ubicazione degli affioramenti domeriani.

C) Correlazioni stratigrafiche.

Fino a pochissimi anni fa per la datazione delle rocce di Gozzano ci si è rifatti alle conclusioni di Parona. Questo A. ha studiato brachiopodi e lamellibranchi, ha citato ammoniti ed ha optato per un riferimento cronologico alla « parte inferiore del Lias medio » (attuale Carixiano) comprensiva per tutti gli affioramenti. E' con Sacchi Vialli & Cantaluppi 1967, nel già citato studio sui « Nuovi fossili di Gozzano » che si giunge ad una notevole chiarificazione sulla distribuzione areale delle due associazioni in cui la fauna di Gozzano è suddivisibile.

Questi AA. raggruppano infatti i lamellibranchi, i gasteropodi e i crinoidi della cava Mentasti e della base del colle in una associazione databile al Sinemuriano « e forse alla base del Ca-

rixiano », ed i brachiopodi, gli echinidi e le ammoniti della cava minore e della sommità del colle, al Domeriano.

Della prima associazione fanno parte:

Avicula dumortieri Roll.
Chlamys prisca Schl.
Chlamys rollei (Stol.)
Chlamys velata (Goldf.)
Chlamys textoria Schl.
Entolium calvum (Gold.)
Entolium disciforme (Schl.)
Entolium frontale (Dum.)
Entolium lehli (D'Orb.)
Lima gigantea Sow.
Lima punctata Sow.
Lima ovalis (Ziet.) *cristata* (Par.)
Anoptychia dubia (Terq.)
Pleurotomaria obesa (Terq. & Piette)
Spiriferina angulata Opp.
Spiriferina rostrata Schl.
Labothyris perforata (Piette)
Lobothyris subpunctata (Dav.)

Della seconda associazione fanno parte:

Prionorhynchia undata (Par.)
Prionorhyncha quinqueplicata (Ziet.)
Prionorhynchia serrata (Sow.)
Prionorhynchia sordellii (Par.)
Prionorhynchia latifrons (Stur.)
Prionorhynchia gastaldii (Par.)
Prionorhyncha flabellum (Mgn.)
Cirpa fronto (Quen.) *briseis* (Gemm.)
Cirpa quadrata (Buck.) *italica* Sacchi & Cant.
Cirpa langi Ager
Nucleata aspasia (Mgh.)
« *Terebratula* » *gozzanensis* Par.
Stolmorhynchia bulga (Par.)
Tetrarhynchia dumbletonensis (Dav.)
Cuneirhynchia dalmasi (Dum.)
Gibbirhyncha amalthei (Quen.)
Gibbirhynchia crassimedia (Buck.)
Gibbirhynchia gibbosa (Buck.)
Gibbirhynchia muirwoodae Ager
Orthotoma darwini (Desl.)
Orthotoma heiseana (Dunh.)

TAVOLA I n. t.

Fig. 1. — Cavità imbutiforme nei calcari organogeni della cava minore, riempita di arenaria rossa in festoni a disposizione geopeta. Il complesso risulta rovesciato, come si nota dall'assetto della lente appesa lateralmente.

Fig. 2. — Calcari intraclastici dell'affioramento *a* nel versante SE del colle. Notasi la struttura mandorlata e sul lato sinistro un filone sedimentario con intraclasti chiari.

Fig. 3. — Sezione sottile del contatto fra calcilutiti del Lias medio e calcari biogeni del Lias inferiore in un masso alla sommità del colle (rif. alla fig. 7 n. t.).
Ingrandimento × 5.

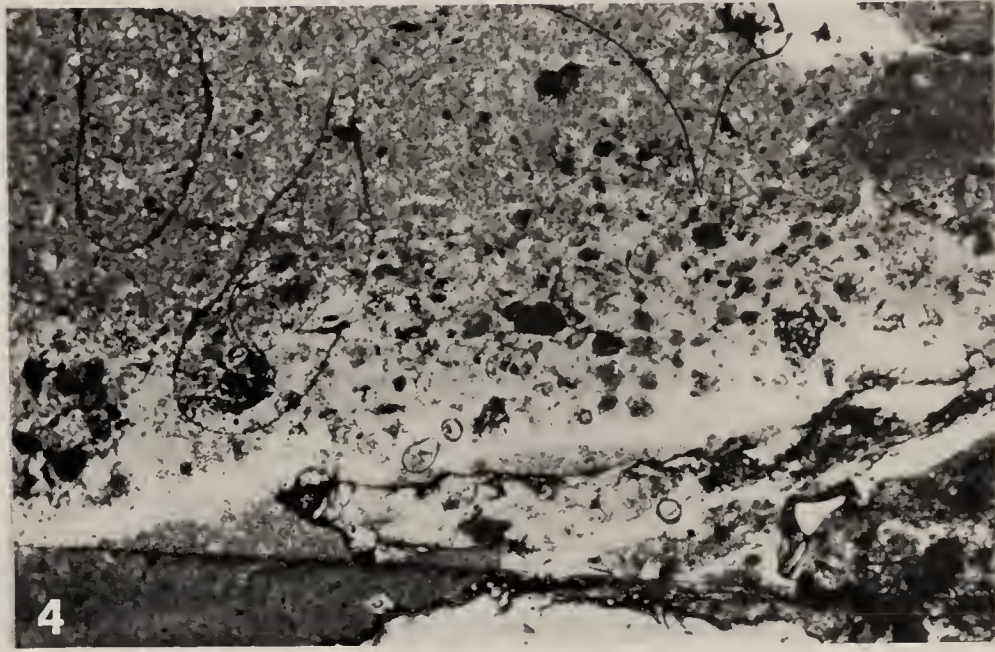
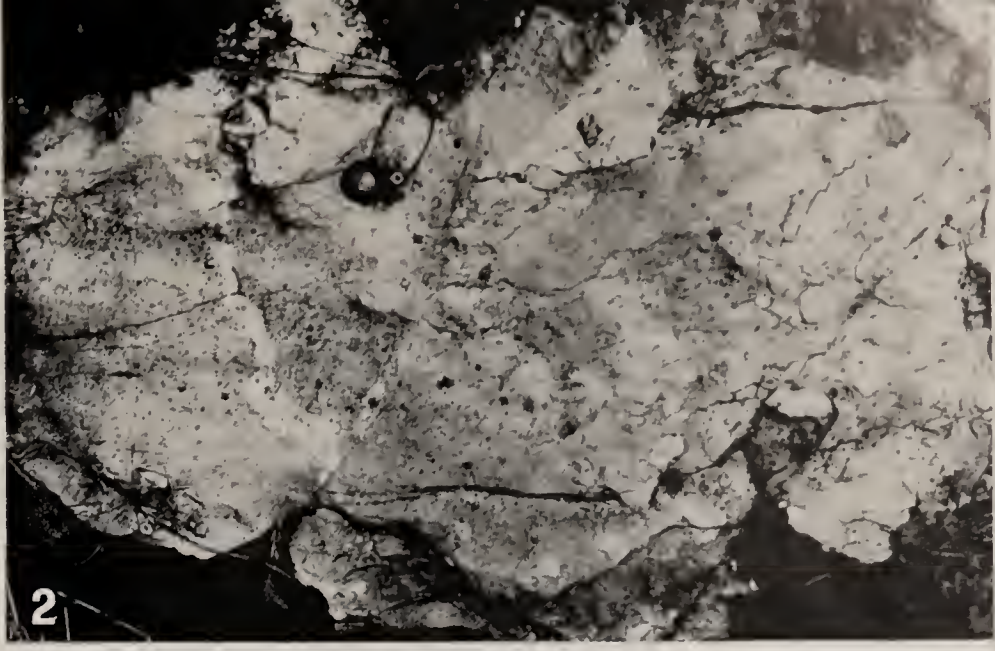
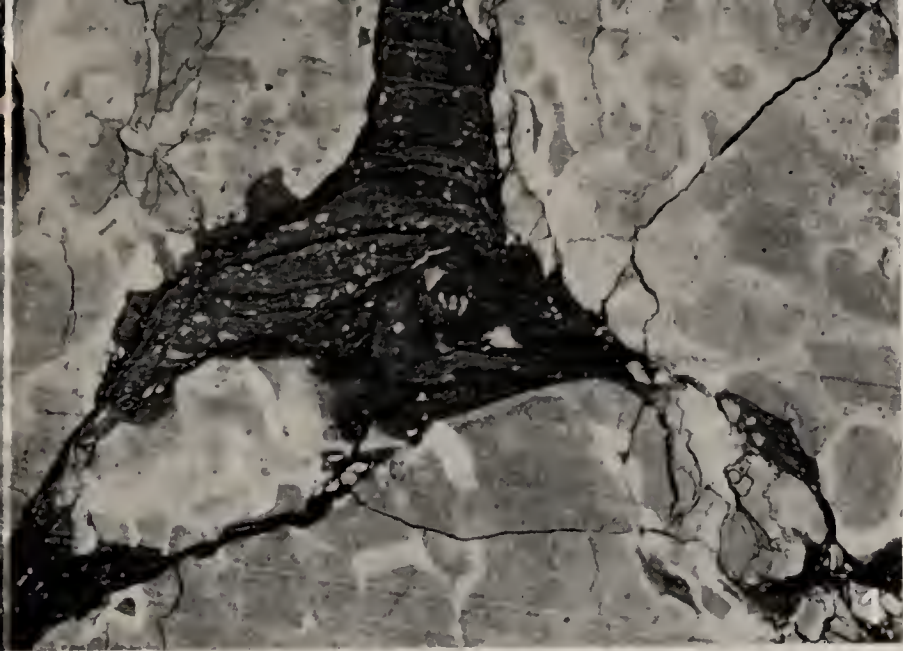
Fig. 4. — Struttura a grumetti globulari e poligonali alla base di una unità di sedimentazione nelle ritmiti millimetriche dell'affioramento domeriano *e* del colle. Gli associati frammenti poligonali neri sono di ossidi di Fe e di porfido alterato.
Ingrandimento × 70, solo polarizzatore.

Fig. 5. — Interfacie netta e di tipo erosivo, con struttura a fiamma dovuta a corrente, fra biospariti e calcisiltiti medio-domeriane del colle.
La gradazione inversa e la selezione granulometrica delle calcareniti sottostanti la calcisiltite indicano il raggiungimento del livello di base della sedimentazione e conseguentemente una profondità della loro deposizione da bassa a nulla.
Ingrandimento × 12.

Fig. 6. — Brecciola rossa intercalata alla serie calcarea della cava Mentasti.
Lo scheletro è dato soprattutto da frammenti di echinodermi e da intraclasti biomicritici a spicole, e secondariamente da grani di quarzo e porfido alterati. La matrice è lateritico-argillitica. L'ambiente è inter-supracotidale.
Ingrandimento × 8.

Fig. 7. — Mm-ritmite calcisiltitico-micritica dell'affioramento domeriano *e* del colle, diagonalmente attraversata da un giunto di contrazione, a sua volta occluso da calcisiltite e da calcite spatica secondaria in arrangiamento geopetale.
Ingrandimento × 8.

Fig. 8. — Arenaria gradata rossa e fine di cava Mentasti, con scheletro fondamentalmente bioclastico. I grani minori sono parzialmente ricristallizzati e saldano quelli di dimensioni maggiori. Le parti scure sono date da argillite, porfido, idrossidi.
Ingrandimento × 8.

1
2
4
5
6

Lobothyris bimammata (Roth.)
Lobothyris jauberti (Desl.)
Lobothyris pannardi (Desl.)
Lobothyris perforata (Piette)
Lobothyris sarthacensis (D'Orb.)
Lobothyris subpunctata (Dav.)
Lyogriphaea ovalis (Ziet.) *cristata* (Par.)
Lima (*Ctenostreon*) *terquemi* Joly
Zeilleria angelhardti (Opp.)
Zeilleria gastaldii (Par.)
Zeilleria indentata (Sow.)
Zeilleria mutabilis (Opp.)
Zeilleria appenninica (Zitt.)
Zeilleria meneghinii (Par.)
Zeilleria edwardsi Dav.
Zeileria aff. *pyriformis* (Suess)
Zeilleria rothplatzi (Di Stef.)
Cenoceras sp.
Ausscites sp.
Lytoceras fimbriatum (Sow.)
Pleuroceras solare (Phil.)
Meneghiniceras lariense (Mgh.)
Lioceratoides serotinum (Bett.)
Protogrammoceras kurrianum (Opp.)
Arieticeras reynesianum (Fuc.)
Arieticeras bertrandi (Kil.)
Phylloceras frondosum (Reyn.)

Per quel che riguarda il Domeriano, è ventilata dai due suddetti AA. la possibilità che a Gozzano vi siano rappresentate le assise medie e superiori.

In base alle conoscenze sul Domeriano prealpino occidentale, che nell'Istituto di Paleontologia di Pavia si sono ampliate ulteriormente dal 1967 a questa parte, si può confermare quella datazione e precisare che la parte media del Domeriano (che corrisponderebbe alla seconda metà del Domeriano « inferiore » della stratigrafia fondata sui dati del bacino inglese) è caratterizzata, fra gli altri, da forme « tipiche » del genere *Arieticeras*, e che la parte sommitale dello stesso piano è caratterizzata dal genere *Pleuroceras*.

Il genere *Arieticeras* con dette forme « tipiche » è reperibile nei terreni della cava minore di Gozzano e nella parte inferiore e media degli affioramenti meridionali del colle, insieme a *Lioceratoides serotinum* (Bett.), *Lioceratoides fimbriatum* (Sow.), *Protogrammoceras kurrianum* (Opp.).

La specie *P. solare* è stata trovata nei terreni del versante S insieme a *Meneghiniceras lariense* (Mgh.).

Data la piccola distanza stratigrafica che può separare i primi affioramenti ad ammoniti e brachiopodi medio-domeriani (affioramenti *a* e *b* del colle) dal loro basamento, dato che i pur rari microfossili delle calcisiltiti trasgressive sulla biolitite coralligena sono identici a quelli associati ai macrofossili suddetti (*Vidalina* cf. *martana* Far., *Aulotortus* sp., Ostracodi nani) e poichè non c'è finora nessun dato di ordine paleontologico o sedimentologico che testimoni di condensazioni seriali al di sopra del contatto trasgressivo in questione, c'è da supporre che le prime calcisiltiti rosse sovrastanti le biolititi siano praticamente coeve di quelle coi fossili che hanno permesso la datazione al Domeriano medio.

Sempre dalle conoscenze sulla stratigrafia liassica prealpina che sono scaturite dagli studi sia dell' Istituto di Paleontologia di Pavia che da quelli di AA. diversi più recenti (cf. WIEDENMAYER 1963), risulta che la trasgressione liassica viene perloppiù datata al Sinemuriano superiore (Lotharingiano).

Tenendo conto della presenza di soli ciottoli porfirici fra gli alloclasti della cava Mentasti e alla base del colle, c'è da supporre che le rocce liassiche fossero direttamente trasgressive sullo zoccolo vulcanitico permiano.

Tenendo anche conto della datazione al « Sinemuriano e forse a parte del Carixiano » che SACCHI VIALLI & CANTALUPPI 1967 fanno di quegli affioramenti, si può ragionevolmente restringere l'età di quelle rocce al Sinemuriano superiore.

Conseguenza di tutte queste e delle precedenti considerazioni è uno schema finale di correlazione e di collocazione cronologica per i vari spezzoni di serie (Fig. 9).

In relazione alla posizione particolare in cui vengono trovati, i vari spezzoni domeriani del colle sono tenuti distaccati dalla colonna stratigrafica principale. Analogamente, per quel che riguarda la serie medio-domeriana della cava minore, in relazione alla presenza della frattura fra le due parti della medesima cava e della mancanza di orizzonti correlabili comuni, si rende necessario tenere disgiunte le due porzioni seriali diversamente coltivate.

Le minori dimensioni degli *Arieticeras* nel settore meridionale rispetto a quelle riscontrate nel settore settentrionale, fanno propendere per una datazione di quest'ultimo ad un Domeriano medio più recente.

Uno degli scopi propostisi con questo lavoro è la verifica indiretta delle conclusioni di SACCHI VIALLI & CANTALUPPI sulla presenza di due associazioni faunistiche di età differente.

La base paleontologica di partenza per la cronostratigrafia non poteva ovviamente essere che quella dei dati sulle ammoniti, i brachiopodi e i lamellibranchi offerti da questi due AA., base che rappresenta il risultato di anni di ricerche, studi e specializzazioni.

Ma l'eventuale conferma o meno delle risul-

tanze ottenute coi fossili doveva venire piuttosto attraverso altre vie.

Il dato più interessante scaturito dall'opera succitata era quello riguardante la netta diversità cronologica fra i terreni delle cave maggiori o della base settentrionale del colle, e quelli della sommità di quest'ultimo oppure delle cave minori, in opposizione a quanto inteso da PARONA e da chiunque ne avesse adottato le conclusioni sulla isocronia di tutti gli affioramenti.

La frammentarietà degli affioramenti liassici di Gozzano ostacola enormemente una ricerca in tal senso; purtuttavia il riconoscimento della posizione trasgressiva di rocce calcilutitiche rosse,

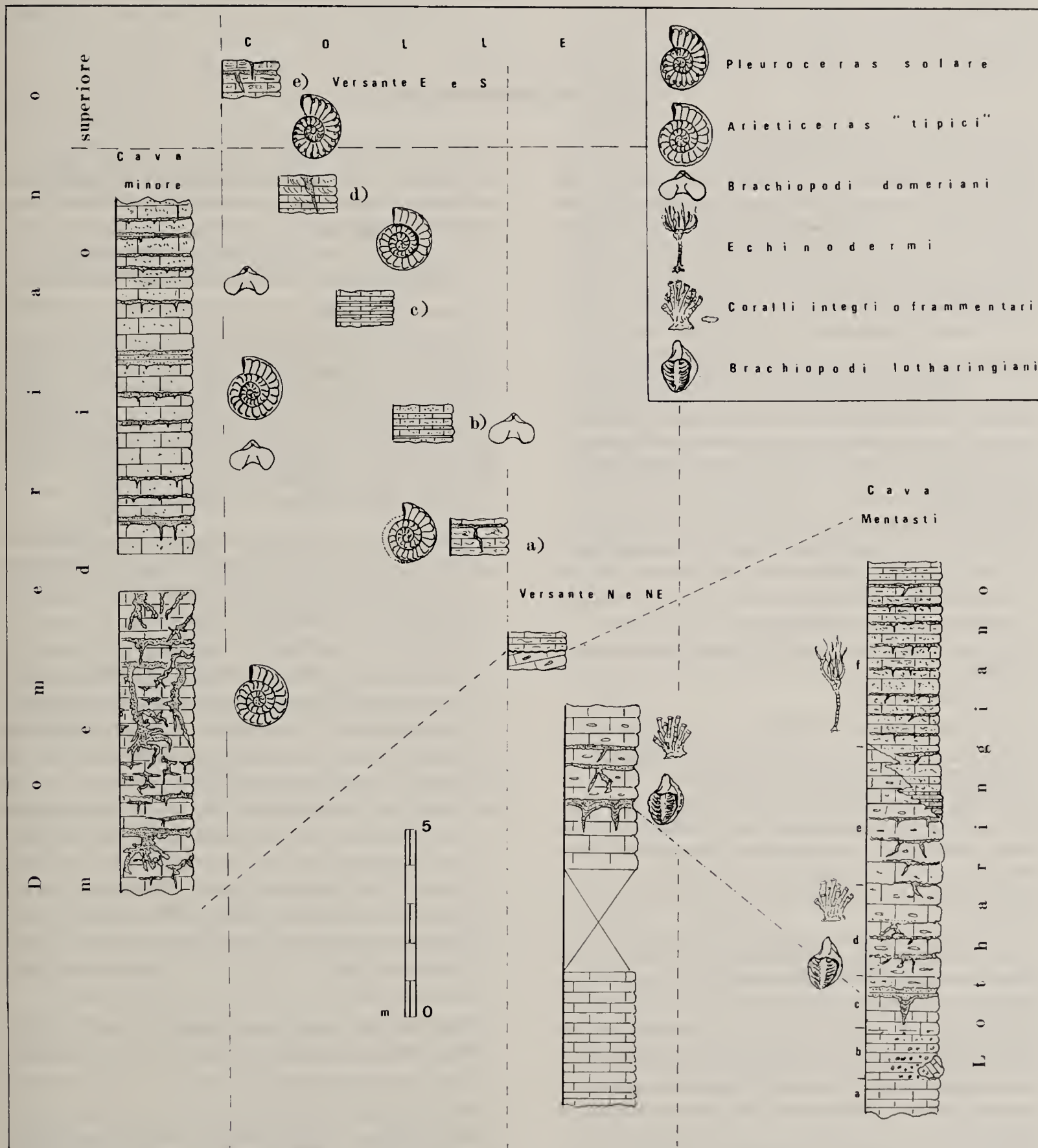



Fig. 9. — Correlazione fra gli spezzoni seriali liassici di Gozzano.

non litologicamente diverse da prossime rocce fossilifere domeriane, può venire a rappresentare la spiegazione della lacuna che le conclusioni paleontologiche di SACCHI VIALLI & CANTALUPPI sulle due associazioni faunistiche lasciavano subodorare.

Le rocce sarebbero quindi databili prima al Sinemuriano superiore (Lotharingiano) poi al Domeriano, mentre quelle carixiane mancherebbero per lacuna o per erosione; di conseguenza, i fossili non sono affatto raggruppabili in un unico complesso faunistico, ma distribuiti in due unità stratigrafiche separate da uno *hiatus* di sedimentazione.

PARTE SECONDA

FACIES PETROGRAFICHE

RIASSUNTO. — Allo scopo di completare, anche dal punto di vista ambientale, il quadro sulla zona e i fossili liassici di Gozzano, e in vista di aggiungere altri dati che spieghino la diversità delle associazioni faunistiche studiate da SACCHI VIALLI & CANTALUPPI, viene eseguito, attraverso l'analisi dei dettagli petrografici, un esame sulle situazioni sedimentarie che possono aver controllato la selezione faunistica.

L' inventario petrografico dei componenti rocciosi esposti nei vari affioramenti induce al riconoscimento di determinati rapporti quantitativi fra grani non calcarei (quarzo, feldspati, porfidi), grani calcarei di derivazione organogena, condroidi, e porzione argillitica di derivazione terrigena; questi rapporti sono espressi graficamente in tre diagrammi ternari relativi ai calcari lotharingiani, a quelli domeriani della cava minore e alle intercalazioni arenacee rosse.

L'analisi sedimentologica rivela che la sedimentazione dei primi calcari lotharingiani è avvenuta seguendo microcicli di poche unità semplici, date, dal basso in alto da:

1 - brecciola intraclastica basale, in contatto erosivo-trasgressivo sul ciclo precedente;

2 - banda intrasparitica inferiore oppure banda pelsparitica;

3 - banda pelsparitica;

4 - banda intrasparitica sommitale e di tipo regressivo.

Questa successione di cicli è connessa a variazioni di ambiente da intercotidale a infralittorale.

La sedimentazione della maggior e restante parte delle rocce lotharingiane è avvenuta invece in situazioni variabili da intercotidali a supracotidali, espresse nel primo caso da calcari detritico-organogeni di scogliera e periscogliera, nel secondo da arenarie calcaree in matrice pelitico-terrigena.

La struttura di base dei calcari domeriani rivela situazioni intercotidali e supracotidali, in ambienti più distanti dallo zoccolo vulcanitico che non quelli lotharingiani. Periodicità nelle sequenze sedimentarie sono accennate solo in pochissimi casi particolari, ed indicano comunque una ritmica accelerazione del raggiungimento del livello di base della sedimentazione dopo ogni episodio trasgressivo. Complessivamente, più si risale la serie domeriana e più aumenta l'entità e l' importanza dei fenomeni di tipo regressivo.

La struttura di base delle arenarie rosse intercalate ai calcari domeriani è ritenuta ancora di ambiente supracotidale, e non presenta regole ritmiche o cicliche. Nell'affioramento della cava minore la frequenza degli episodi arenacei corre parallela all'aumento di spessore dei singoli strati e alla tendenza regressiva globale della serie cui sono intercalati.

A) Analisi delle principali facies petrografiche.

1) *I tipi calcarei.*

I primi livelli calcarenitici affioranti nella serie della cava Mentasti (livelli *a*), osservati in laboratorio e opportunamente trattati, si rivelano come alternanza di bande bianche e rosa picchiettate di bruno a spessore da 0,5 a 1,5 cm, con altre consimili ma di spessore da 0,5 a 5 mm.

Nelle bande maggiori si rinvengono:

— frammenti di porfido, in proporzione media del 15% (eccezionalmente sacche a concentrazione sul 50%) che sono quelli responsabili della picchiettatura bruna della roccia;

— frammenti angolosi di quarzo, in proporzione sul 3% e con locali massimi sul 10%;

— corpi aggregati sia a contorno lobato (botroidi) che poligonali e a spigoli vivi di lunghezza da pochi mm a 3 cm e di diametro sui 300 μ, il tutto in proporzioni dal 20 al 30%;

— fossili in proporzione del 3-5%, occasionalmente concentrati in sacche, e costituiti di piastre d'echinidi, radioli, entrochi, spicole silicee, foraminiferi delle due specie *Involutina liasica* (Jones) e *Spirillina infima* (Strickland);

— plaghe a soli condroidi e ooliti minutissime, di diametro medio sui 200 μ e in proporzione media del 10%;

— condroidi ed ooliti raggiungenti a volte il 30% del totale e sparsi a colmare molti interspazi fra i grani maggiori.

Tutti questi elementi sono tenuti assieme da un fine mosaico calcitico limpido. Seguendo la nomenclatura di FOLK si tratta di intraspariti e di pelspariti.

Le bande più chiare e più sottili sono costituite da condroidi ed ooliti, piccoli intraclasti calcarei e qualche frammento di quarzo.

I diametri vanno da minimi di 60 a massimi di 200 μ per le ooliti e i pellets, e raggiungono i 300 μ per gli intraclasti.

Questi corpi sono addensati in lingue longitudinali parallele alla stratificazione; talvolta sono cementati da calcite spatica, mentre in altri casi risultano immersi in una matrice calcisiltitica ad elementi di 3-6 μ.

Le superfici inferiore e superiore di dette bande longitudinali sono sempre irregolari, ma mai di tipo erosivo.

Seguendo la classificazione di FOLK, si tratta di pelspariti e pelmicriti.

I livelli *b* della successione hanno le stesse caratteristiche petrografiche globali dei precedenti; ne differiscono nei dettagli per l' incremento di diametro in diversi ciottoli di porfido e per la diminuzione degli elementi condroidali. In essi è inoltre incluso un corpo lenticolare di ½ m^3 (fig. 4) che mostra di essere costituito di calcarenite a bande rosate e bianche. Le prime, che raggiungono lo spessore del centimetro, sono dovute ad un addensamento di sottilissime lingue irregolari a pellets ed ooliti superficiali disposte su superfici parallele alla stratificazione e intramezzate da lenti di intrasparite.

Neppure in questo caso, come nei livelli *a*, le superfici di ogni singola banda rosa sono di tipo erosivo, ma sfumano nel sedimento calcarenitico e in basso si adattano alle asperità di un substrato calcarenitico a ciottoli di porfido. Le bande bianche sono invece date da calcite spatica che frequentemente si dispone parallela alla stratificazione sulle bande condroidali, sostituendosi parzialmente ad esse; diverse bande sparitiche si collegano però reciprocamente con apofisi trasversali che solcano anche la intrasparite intercalata, dimostrando in tal modo un'origine epigenetica.

Nell'orizzonte *c* di cava Mentasti è testimoniato l'avvio a modificazioni paleoambientali che hanno avuto un riflesso nella composizione globale della roccia.

In campagna si riconoscono infatti due varietà litologiche e strutturali a diverso motivo di deposizione: una è una calcarenite chiara a grana grossolana; l'altra è una arenaria siltosa rossa a grana più minuta. La prima prevale decisamente sulla seconda (che sarà considerata in paragrafi successivi) e mostra al microscopio una struttura con:

— corpi detritici calcarei a spigoli vivi, di origine organogena o litica;
— corpi aggregati calcarei di varia forma, lunghi da 0,5 a 3-4 mm, a diametro minimo di 200 μ, e in proporzione superiore al 70%; di questi corpi aggregati un quarto è di tipo botroidale;
— frammenti a spigoli vivi di porfido e di quarzo, in proporzioni del 5-7%;
— fossili in proporzione del 10-15%, dati da molluschi, brachiopodi, entrochi, rarissimi foraminiferi (*Involutina liasica*), frequentemente a frammenti.

Questi elementi sono tenuti insieme da un cemento spatico intergranulare in mosaico a grani di pochissimi μ.

Con queste caratteristiche la roccia è classificabile nelle intraspariti di FOLK.

L'orizzonte *d* consiste di roccia a frammenti calcarei di dimensioni mediamente raggiungenti i 4 cm selezionabili in:

— corpi calcarei aggregati, di dimensioni sul millimetro o meno, a margine irregolare;
— corpi calcarei in parallelepipedi bianchi, molto irregolari e fortemente cristallizzati, di spessore 1-1,5 cm; questi ultimi risultano essere frammenti appiattiti di colonie coralline e disposti col piano d'accrescimento parallelamente alla stratificazione; in alcuni casi è ancora osservabile un vano interparetale che, oltre ad essere delimitato alla periferia interna da caratteristici cristalli euedrali calcitici a disposizione radiassiale, è stato occluso originariamente da calcisiltite in arrangiamento geopetale.
  Alcune di tali strutture organogene giacenti parallele alla stratificazione sopportano sulla parte superiore strutture stromatolitiche in croste di anche 2 mm di spessore. Qualche sporadica lamina biogenica si può rinvenire anche in connessure interparetali minori, ma in tal caso essa è di spessore più ridotto, dovendo dividere lo spazio con granelli di arenaria calcarea o vulcanitica.
  I frammenti coralligeni in questione sono adagiati ed inglobati indifferentemente in sedimento di tipo intrasparitico o pelmicritico e pelsparitico;
— brachiopodi della famiglia *Bactryniidae* di cui spesso si riesce a trovare come elemento diagnostico solo l'apparato interno (fig. 10) e, i quali raggiungono in sezione i 7 cm di diametro, nonchè lamellibranchi dei generi *Lima* ed *Entolium*.

Oltre agli elementi calcarei suddetti si reperiscono condroidi, grani di quarzo e di porfido, molti grani calcarei derivati da frammentazione di rocce calcaree già consolidate e di coralli.

Il tutto è immerso in calcisiltite in grani di pochissimi μ e in calcite spatica, per cui, seguendo la nomenclatura di FOLK, si può parlare di biosparrudite.

Quello che differenzia i livelli *d* da quelli inferiori è dunque la maggior percentuale di elementi fossiliferi (coralli, brachiopodi, alghe, ecc.) la quale incide anche sulla percentuale totale dei componenti detritici.

Nei livelli *e* della cava Mentasti la roccia si presenta in bande centimetriche rosate, candide o bianco-picchiettate.

La parte rosata è data da due tipi di deposito:

— quella con rosa più intenso è una microsparite, in cui sono inclusi, in proporzione sul 10%, grani di porfido, quarzo e frammenti calcarei; questa porzione non costituisce mai livelli continui, ma lenti più irregolari, essendo lateralmente rimpiazzata da intrasparrudite;

— quella di color rosa più pallido è data da pelspariti in bande centimetriche allungate e intercalate a intraspariti ricche di frammenti di porfido; benchè siano più estese che non le suaccennate microspariti, anche queste bande non risultano continue, perchè sono pur esse sostituite lateralmente da intrasparrudite a grani di porfido.

L'orizzonte *f* della cava Mentasti si differenzia anche macroscopicamente da quelli sottostanti per via della laminazione più frequente e di una struttura finemente detritica, la quale ultima risulta ancor meglio in sezione sottile. Si tratta di un tritume di frammenti organogeni, prevalentemente echinidi, interrotto di tanto in tanto da strette lingue millimetriche a siltite rossa e alla base da lingue micritiche o calcisiltitiche.

Il cemento che tiene legati i vari corpi detritici e la percentuale totale della parte calcarea (di cui quella organogena supera sempre il 25%) non scendono mai al di sotto del 50%; il quarzo, i porfidi, in frammenti a spigoli vivi, si reperiscono in proporzioni piuttosto basse.

Seguendo FOLK, la roccia è classificabile nelle biosparruditi.

I tipi carbonatici di cava Mentasti possono venire rappresentati in un diagramma ternario derivato da quello di PETTIJOHN - modif. OGNIBEN 1957, ponendo in un vertice i componenti detritici calcarei delle varie categorie menzionate, con esclusione dei condroidi e delle ooliti; in un altro vertice i detti condroidi ed ooliti — data l'importanza quantitativa assunta da essi nelle rocce in esame —; nel terzo vertice la frazione psammitica non calcarea rappresentata dai frammenti di quarzo, feldspati, porfido. Così si ottiene un quadro grafico che può essere utilizzato per la classificazione e per l'interpretazione genetica evolutiva delle serie delle cave maggiori di Gozzano (fig. 11).

La struttura delle rocce in affioramento al piede settentrionale del colle è in tutto identica a quella della base di cava Mentasti.

Infatti si ha una successione di bande chiare condroidali, di bande più grossolane picchiettate di bruno e costituite da arenaria con più del 25%, di intraclasti calcarei, il tutto in cemento calcitico anedrale; pertanto si può considerare la roccia come una ripetizione di intraspariti e pelspariti.

Molta somiglianza con quelli di cava Mentasti si ha anche per i livelli più alti, ma nel caso delle rocce del colle corrispondenti a quelle dell'intervallo *d* di cava Mentasti si accentua la percentuale di coralli sia in posizione di crescita che sub-primaria.

All'altezza della grotta votiva la roccia presenta infatti un contenuto in organismi costruttori superiore al 25%; la percentuale di corpi biohermali in posizione fisiologica non è però ancora tale da permettere una classificazione globale del sedimento nelle bioliti s.s. di FOLK; purtuttavia questo termine può essere applicato a quei frammenti di roccia costituiti quasi totalmente da madrepora e sui quali siano testimoniati particolari fatti stratigrafici: ad esempio sul blocco reperito verso la sommità del colle e sul quale appoggia in trasgressione la calcilutite domeriana (fig. 7).

Nella cava minore esistono due tipi calcarei, localizzati ognuno in un proprio settore.

In quello settentrionale, non coltivato, la roccia mostra una matrice calcarea impastata di argillite rossa e composta di grani calcisiltitici a contorno irregolarissimo (diametro 1-3 μ, in proporzione oltre il 50%) nonchè di grani micritici sul micron e in percentuale minima.

Nella matrice flottano resti fossiliferi in proporzione maggiore del 28% (brachiopodi, *Arieticeras* « tipici »), intraclasti calcarei e botroidi in proporzioni del 2-3%, corpi allotigeni di porfido, di ossidi ferrici (0,3%), quarzo, cristallini anedrali di calcite.

Nel settore meridionale la matrice non è invece impastata di argillite, ha grani calcisiltitici di 4-10 μ, e abbonda piuttosto di vacuolosità riem-

pite di calcite spatica; vi si trovano molte alghe, foraminiferi di ambiente ad acque limpide (Involutinidi) e vi scarseggiano invece i molluschi.

Le rocce desumibilmente domeriane che trasgrediscono discordantemente sulle biolititi lotharingiane del colle appaiono al microscopio quali laminiti di calcisiltiti limonitiche.

Risultano frequenti le stiloliti limonitizzate sia lungo superfici erosive sia su superfici di stratificazione e di taglio, nonchè una certa tendenza allo scompaginamento della intima struttura primaria del sedimento.

La proporzione di composti ferrici alterati è sempre maggiore alla base che non al tetto dei singoli straterelli e produce l'arrossamento e la opacità della roccia. I livelli più bassi presentano una struttura grumosa, dovuta all'addensarsi sia di una parte siltosa a quarzo, idrossido di Fe e frammenti calcarei a contorno irregolare, sia di corpi grumosi cilindroidi e arrossati di 100 μ di lunghezza e 50-60 μ di diametro. Forma e composizione sembrano riflettere una origine coprogena di questi ultimi corpi, legata alla presenza di organismi limivori in un ambiente parzialmente ossidato (prossimo all' interfacie) od ossidabile dagli organismi stessi, come risulta dalla pigmentazione al rosso dei grumi medesimi.

Per il resto è caratteristica di questi intervalli basali l'assenza di fossili con scheletro, ad eccezione di qualche rarissimo radiolario notevolmente ossidato.

I livelli successivi mostrano, nonostante una notevole ricristallizzazione, una composizione a grani calcarei più fini, una struttura proto-intraclastica, ossido di Fe in proporzione fra 0,5 e 1% e spicole silicee in frammenti, il tutto immerso in un finissimo mosaico calcitico di ricristallizzazione.

Le dimensioni dei grani calcitici risparmiati dalla ricristallizzazione sono costantemente inferiori a 1,5 μ e la loro forma varia solo dall'allungato-aciculare all'ovoidale.

La sufficiente uniformità di grana sia in dimensioni che in morfologia, induce a ritenere il deposito originario una micrite, cioè un deposito di origine chimica, pur con talune caratteristiche di successiva rideposizione.

Se si vuol porre l'accento sulla modificazione della struttura originaria, si può, con FOLK, classificare la roccia nelle dismicriti.

Gli strati dell'affioramento domeriano e topograficamente più basso nel versante SE del colle (*a*) sono caratterizzati da una struttura ad intraclasti che interessa micriti e calcisiltiti.

Si reperisce infatti una matrice calcisiltitica rosata con granuli difformi e di dimensioni superiori a 7 μ, che racchiude dei ciottoletti centimetrici di micrite dello stesso colore ma a grani di dimensioni inferiori a 3 μ, e la cui periferia è poco arrotondata; l' insieme è estremamente scompaginato e pare dovuto fondamentalmente all'esa-

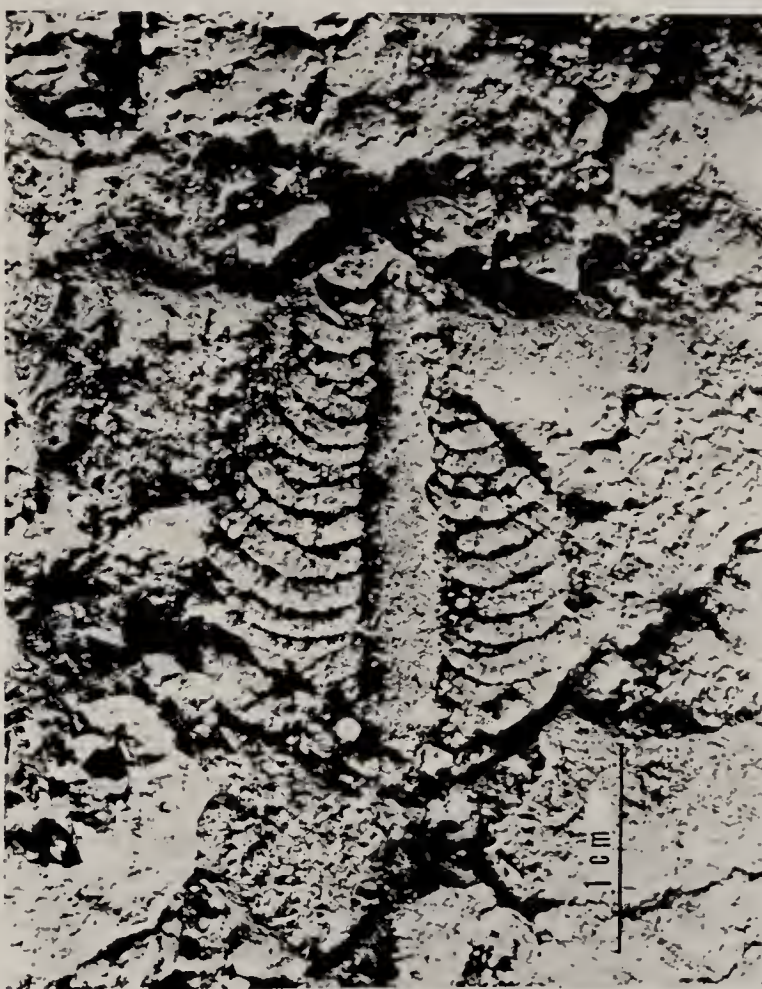



Fig. 10. — Apparato interno di un brachiopode della famiglia *Bactryniidae*.

gerazione dei fenomeni di dissesto che negli strati lutitici reperiti in trasgressione sulle biolititi lotharingiane erano solo incipienti.

Nell' insieme la roccia può essere classificata già come intramicrite, nel senso di FOLK, e, più genericamente, come un calcare marnoso con zone di conglomerato o di breccia intraformazionale.

La presenza di fratture all' incirca trasversali rispetto alla stratificazione, e riempite di blocchetti micritici ad uguale composizione e compagine, fa presumere che si tratti di materiali tutti elaborati sostanzialmente nello stesso bacino e in condizioni di agitazione notevole del mezzo idrico.

I livelli calcarenitici rosso-mattone (*b*), che secondo la ricostruzione stratigrafica fatta in que-

sta sede sovrastano le intramicriti suddette, hanno uno scheletro i cui elementi sono distribuiti secondo tre classi granulometriche. Vi si trovano infatti brachiopodi in proporzione del 40%, resti di echinidi in proporzione del 15%, ammoniti in proporzione dello 0,5%, fossili con le dimensioni distribuite sui tre gruppi di valori medi: 1-2 cm se interi; 1,5-2 mm se in frammenti di dimensioni maggiori; 0,2-0,5 mm se in frammenti minuti.

Frammenti alterati di porfido e di idrossidi di Fe, in proporzione totale del 2%, si reperiscono con le dimensioni delle due ultime classi.

Il tutto è cementato da calcite spatica subedrale in cristalli di 30 μ.

Seguendo la classificazione di FOLK si tratta di biospariti.

Le intercalazioni di materiale più fine sono date da lenti gradate di calcarenite organogena a frammenti d'echinidi e da calcisiltite, sulle quali le biospariti suddette si adagiano spesso con una interfacie estremamente definita (Tav. I, n.t., fig. 5).

I calcari rosati (*c*) sovrastanti le calcareniti a brachiopodi e che anche microscopicamente si presentano in gruppi di straterelli di pochi cm, mostrano, ancor più accentuatamente al microscopio, una struttura mm-ritmica, che è data dall'alternarsi di bande gradate di calcisiltite e micrite.

La frazione calcisiltitica occupa la base delle singole bande, ed è data da frammenti calcarei più o meno ricristallizzati distribuiti in tre classi granulometriche:

— quella a grani sui 10 μ che hanno contorno poligonale;
— quella a grani sui 20 μ, più o meno ovoidali ma a margine slabbrato;
— quella a grani sui 50 μ, in grumetti opachi e non più cilindrici come i grumi probabilmente coprogeni degli strati basali e trasgressivi.

TAVOLA II n. t.

Fig. 1. — Brecciole rosse d'ambiente inter-supracotidale intercalate alla serie calcarea della cava minore.
Lo scheletro è dato da resti di echinodermi, di molluschi e da intraclasti; la matrice è argillitica.
Ingrandimento × 8.

Fig. 2. — Biosparite a molluschi e brachiopodi nell'intervallo *b* del colle.
Ingrandimento × 8.

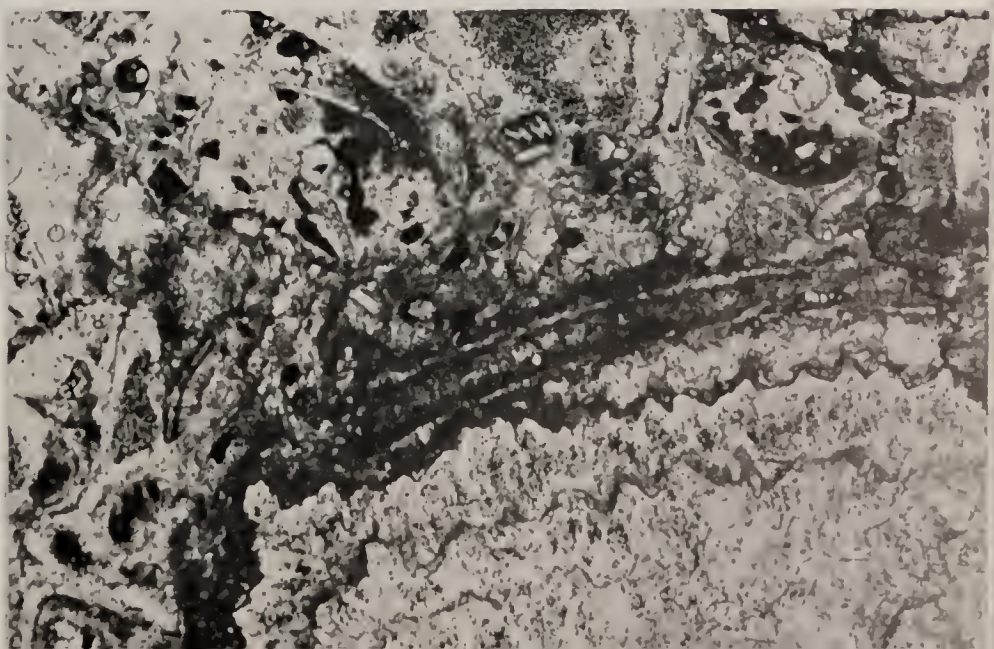
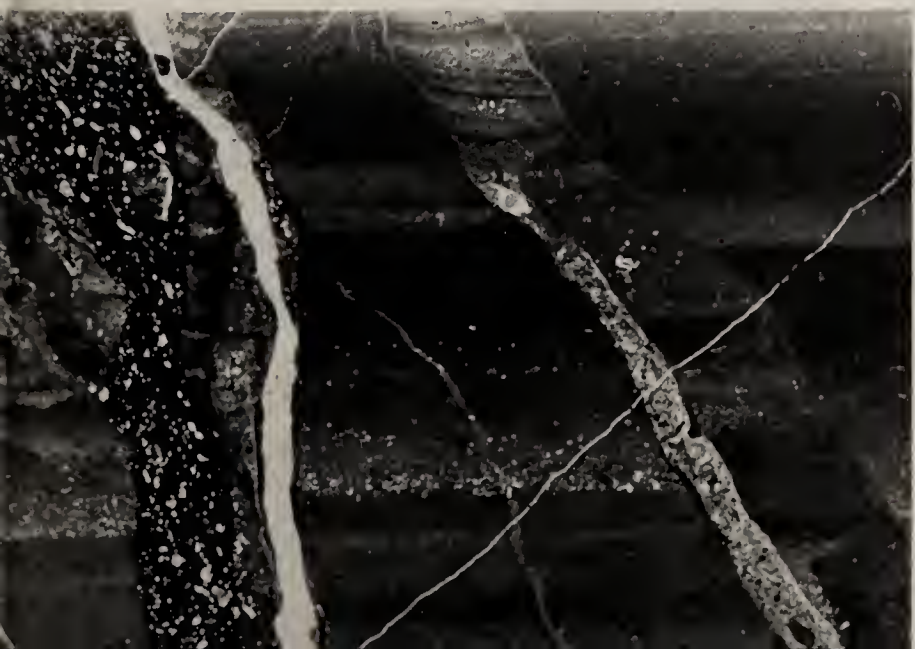
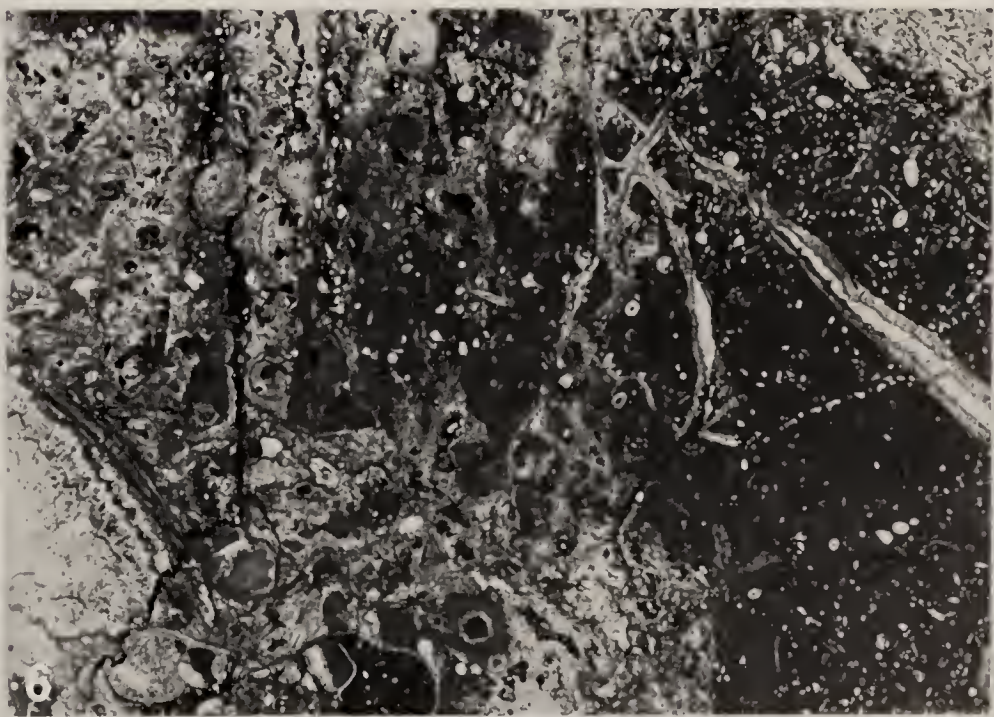
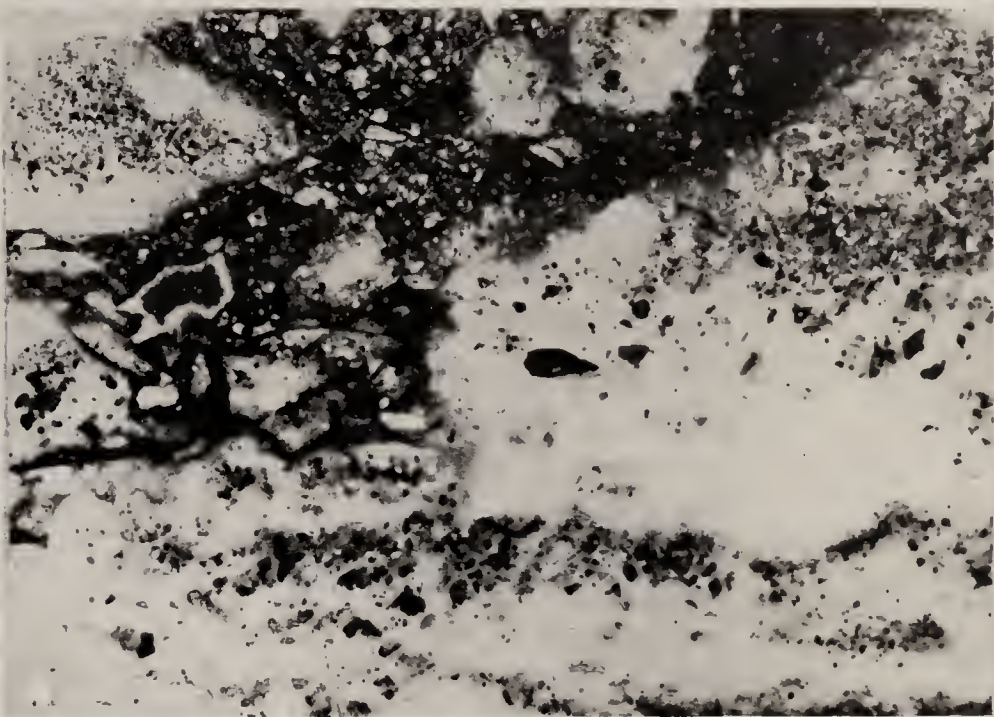
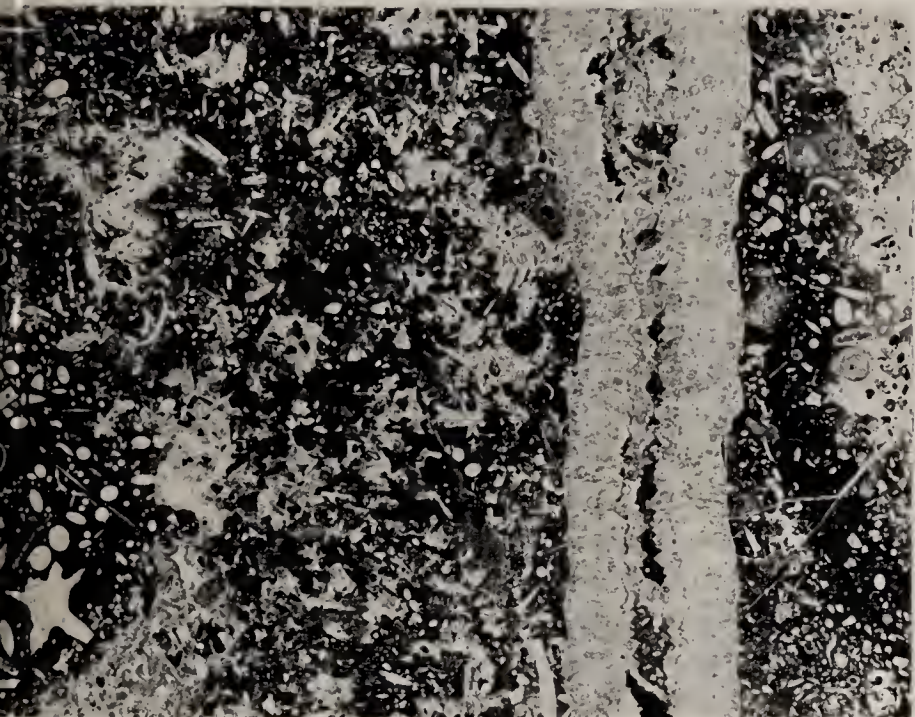
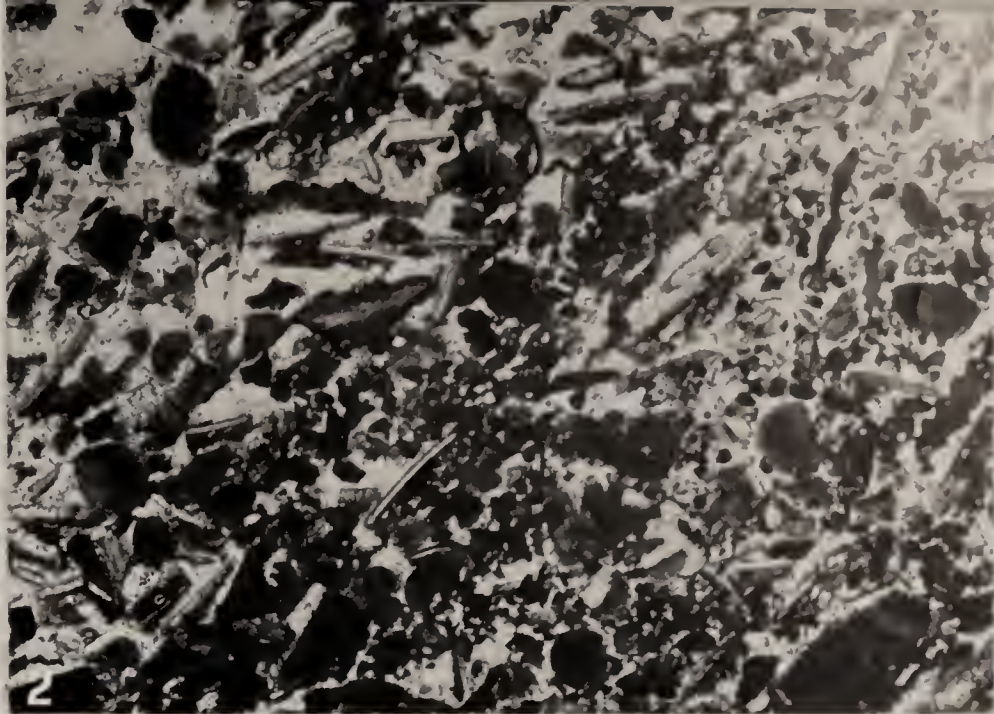
Fig. 3. — Livelletti biomicritici nell'intervallo lotharingiano *e* di cava Mentasti.
Una frattura, localizzata sul piano *ac*, è parzialmente cicatrizzata da due generazioni di cemento a drusa ben marcate da una linea stilolitica; la cavità residua è riempita di calcisiltite di deposito meccanico e parzialmente ricristallizzata.
Ingrandimento × 12.

Fig. 4. — Contatto erosivo fra arenarie rosse di ambiente inter-supracotidale (in alto a sinistra) e arenarie a coralli nella serie di cava Mentasti. La stratificazione degli strati bioaccumulati è individuabile dall'allineamento di bande pelsparitiche bianche (in basso) e dei frammenti di coralli e di alghe (placche candide a metà figura e in alto a destra).
Grandezza naturale di superficie lucida.

Fig. 5. — Intrapelsparite con strutture algali laminate ai margini degli intraclasti. Le lamine possono venir lateralmente frammentate in condroidi algali, come è visibile nella parte destra superiore.
Il materiale proviene dagli strati lotharingiani alla base del colle.
Ingrandimento × 10.

Fig. 6. — « Pseudostromata » a struttura reticolato-bacillare, e la cui base è costituita da incrostazioni a struttura lamellare.
Domeriano della cava minore. Ingrandimento × 5.

Fig. 7. — Strutture geopete in filoni sedimentari calcisiltitici intersecanti le mm-ritmiti dell'affioramento domeriano *c* del colle. Sono evidenti i festoni del sedimento fine, con le concavità rivolte in alto, dovute all'aumento progressivo dell'angolo di riposo del sedimento interno, dal centro al margine della fessura. Le venute di materiale sono due per ogni filone: una prima, più grossolana ed ora spatizzata, una seconda, più fine e che è quella che rende meglio evidente l'arrangiamento geopetale. Nella parte sinistra della foto, un secondo filone, ad arenaria rossa in matrice pelitica terrigena, interseca quelli del sistema precedente.
Ingrandimento × 10.

Fig. 8. — Ingrandimento della fig. 6. Le concrezioni algali sono sviluppate su di una valva di brachiopode ed hanno disposizione lamellare appena appena accennata.

Nella stessa parte siltitica che sta alla base di ogni banda si reperiscono frammenti di silicosponge, di radiolari mal disegnati, qualche foraminifero del genere *Trochammina*, granelli di quarzo molto alterati al margine, schegge di porfido, nonchè minuti frammenti di idrossidi ferrici di dimensioni sui 7-10 μ e in proporzione dal 5 al 10% della componente detritica. La parte di calcite più limpida è data da cristalli anaedrali di dimensioni simili a quelle dei grani calcisiltitici; una parte deve essere di ricristallizzazione, come ad esempio quella con cristalli opachi equidimensionali di pochi μ, cioè della stessa taglia della calcisiltite più minuta; una parte invece deve essere di probabile riempimento chimico di aree a maggior permeabilità e di spazi intergranulari, come quella in cristalli subedrali, candidi e limpidi di dimensioni dai 50-70 μ in su.

I grani opachi di dimensioni medie sui 50 μ hanno una struttura grumosa, dovuta alla aggregazione di frammenti calcitici di pochi μ della stessa composizione calcitica di quelli della matrice. La loro forma varia dalla sferoidale a quella poligonale; il margine è netto. Reperendosi in settori a struttura detritica insieme ad altri materiali di composizione disparata (calcite, quarzo, porfido, idrossidi di Fe) sono da classificare come corpi detritici, anche se la loro prima origine fosse diversa (ad esempio i corpuscoli aggregati a contorno lobato sono identici ai botroidi e ai « grapestones » dei sedimenti attuali bahamensi).

In sostanza essi, visti nel quadro della roccia che li contiene, sono da ritenere corpi elaborati e risedimentati (Tav. I, n. t., fig. 4).

La porzione micritica occupa dai 2/3 ai 4/5 della parte superiore delle singole bande ed è costituita da grani irregolari di dimensioni prevalentemente su 1-2 μ. Anche qui si nota un certo grado di ricristallizzazione, che però risulta percentualmente più ridotto che in precedenza, sia arealmente che nelle dimensioni dei cristalli.

Le calcareniti e le calcisltiti (*d*) reperibili nell'affioramento alle spalle della casa colonica delle Missioni Comboniane sono costituite da grani di calcite detritica di dimensioni minime superiori al paio di micron, in strati di un paio di centimetri, e sono a struttura gradata normale.

I singoli grani sono malamente selezionati; le loro modalità di aderenza reciproca sono sempre differenti e questo produce una moltitudine di addensamenti — e inversamente di diradamenti locali — di vacuolosità, di differenze nella distribuzione granulometrica e volumetrica, e quindi una pletora di strutture deposizionali primarie.

In più la compagine, già così complessa, è spesso dissestata dall' intervento di corpi calcarei intraclastici di dimensioni millimetriche o centimetriche, talvolta a grana più fine ed omogenea, di tipo micritico, talaltra invece a grana più grossolana.

Queste strutture primarie sono strettamente connesse con una stratificazione decisamente od incipientemente incrociata, e con veloci variazioni di spessore dei singoli strati. I fossili si limitano a frammenti di echinidi e di spicole nelle parti più arenacee, e a spicole intere, radiolari, foraminiferi dei generi *Aulotortus*, *Vidalina* e della famiglia *Lagenidae*, ammoniti e infine alghe *Dasicladacee* nelle parti a grana minutissima.

Gli ultimi strati che compaiono oggi in affioramenti sul versante meridionale del colle (*e*) sono, come già detto, quelli macroscopicamente arenaceo-calcisiltitico-biomicritici presso l' ingresso secondario dello stabile del Seminario Comboniano (fig. 18).

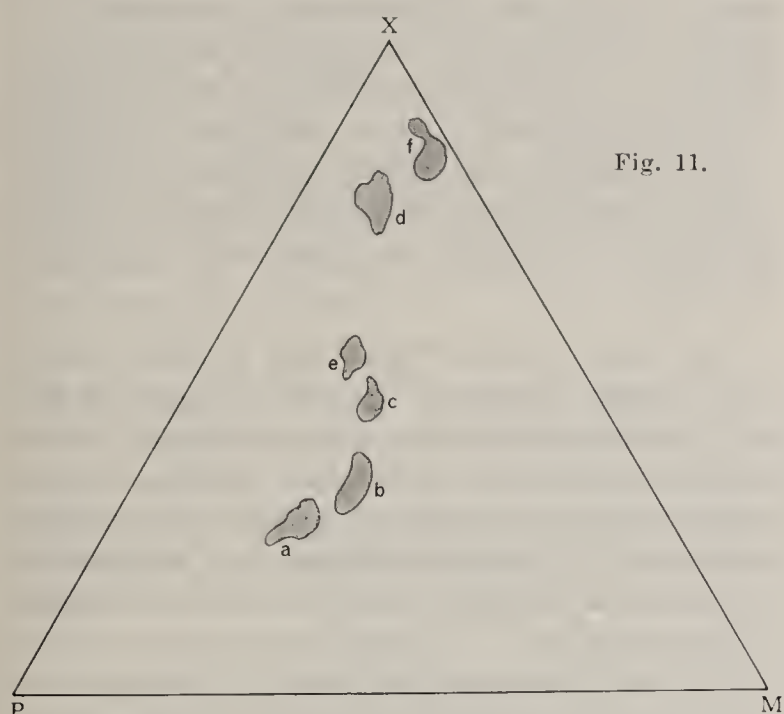
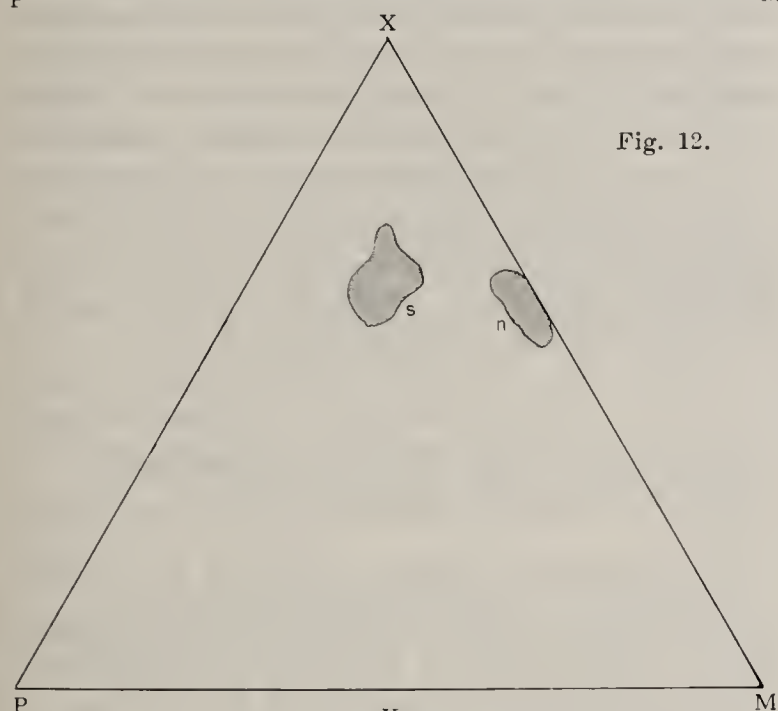
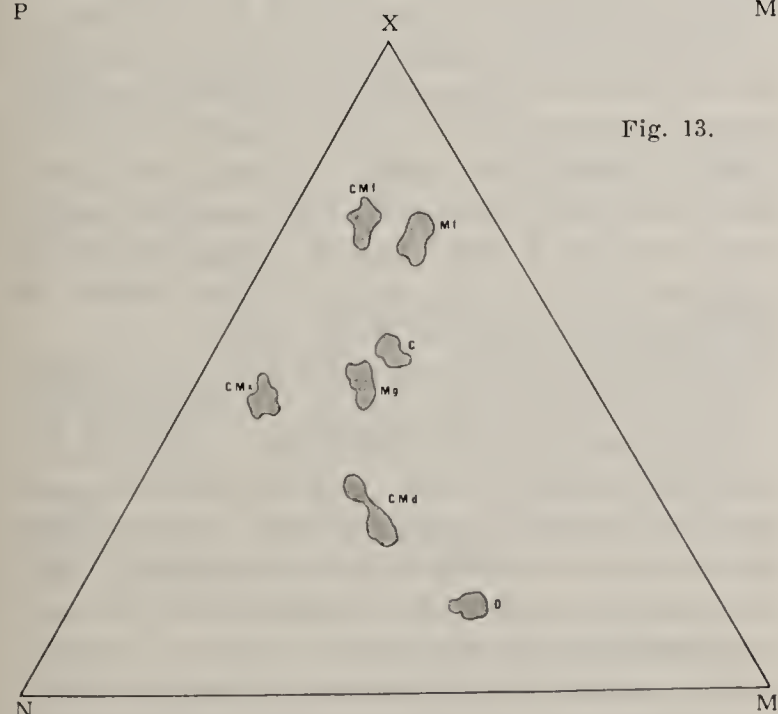
Il loro interesse stratigrafico è determinato dal contenuto in ammoniti della specie *Pleuroceras solare* (Phil.), specie che in base agli elementi attualmente posseduti dai ricercatori dell' Istituto di Paleontologia di Pavia è esclusivamente supra-domeriana.

La loro litologia è espressa microscopicamente da alternanze centimetriche o decimetriche di biomicriti rosate con calcisiltiti e calcareniti rossovinate.

Nelle biomicriti la matrice è a grani di 2-3 μ ed occupa più del 50% dell'area della sezione; i fossili sono dati da radiolari, foraminiferi (*Involutina* aff. *liasica*, *Lenticulina* sp., *Marginulina* sp.) ostracodi e spicole.

Nell'altro tipo di roccia la matrice calcisiltitica è perloppiù in grani di dimensioni al di sopra dei 7-10 μ, e in proporzione del 40%; i fossili sono costituiti da entrochi, piastre di radioli d'echinidi, molluschi.

I rapporti che intercorrono fra i due tipi di sedimento sono frequentemente di tipo erosivo, marcati da linee discontinue a calcite limpida in cristallini anaedrali.

L'esiguità dell'affioramento non permette oggi di osservare eventuali dettagli della alternanza fra biomicriti e calcareniti, ma solo di verificare una ripetizione apparentemente capricciosa della sovrapposizione delle une sulle altre; in sostanza non è verificabile, allo stato attuale, la presenza di eventi ritmici regolati o di cicli.

2) *Le intercalazioni arenacee rosse.*

Come già detto, negli affioramenti meglio esposti di cava Mentasti, del versante settentrionale del colle e nelle cave minori, ai banchi di roccia detritico-carbonatica ad alghe, condroidi, coralli, brachiopodi e molluschi che costituiscono la massa bianca o rosata prevalente, si intercalano saltuariamente arenarie rosse in strati o in lenti paralleli alla stratificazione, con occasionali intrusioni in fessure variamente intersecanti gli strati della massa generale.

Nel caso di disposizione concorde con la stratificazione globale, tali arenarie si sviluppano per un massimo di una settantina di centimetri in spessore, e sono stratificate in banchi di 4-5 cm.

I campioni sincroni derivati dalla cava Mentasti e dal colle si presentano sempre gradati e in una alternanza di due varietà: una ad elementi scheletrici di dimensioni medie superiori ai 2 mm, classificabile quindi nelle brecciole (Tav. I, n.t., fig. 6) ed un'altra ad elementi più fini, classificabile nelle arenarie (Tav. I, n.t., fig. 8).

Al microscopio ambedue i tipi presentano una matrice argillitica rosso-bruciato, di tipica provenienza terrigena, in corpuscoli di diametro inferiore al micron, un impasto scheletrico a frammenti angolosi di quarzo, feldspati, porfido, calcite di derivazione organogena (soprattutto resti

---

Fig. 11. — Diagramma delle calcareniti di cava Mentasti, derivato da PETTIJON - modif. OGNIBEN, coi punti rappresentativi di vari campioni dei cinque intervalli stratigrafici.
X = grani calcarei, fossili compresi; P = condroidi ed ooliti; M = grani non calcarei. Lo spostamento verso X della percentuale calcarea nei livelli *d* ed *f* è dovuto alla notevole quantità di frammenti coralligeni ed algali nel primo caso, e di echinodermi nell'altro.

Fig. 12. — Diagramma della composizione dei calcari della cava minore, coi punti rappresentativi del settore meridionale (S) e settentrionale (N). Simbologia ai vertici come in fig. 11, con la variante che nel vertice M è rappresentata anche la frazione pelitica terrigena eventualmente presente.

Fig. 13. — Diagramma della composizione delle arenarie rosse intercalate alle serie calcaree, coi punti rappresentativi di quelle della cava Mentasti (M), differenziati in *Mg* per l'arenaria più grossolana, e in *Mf* per quella più fine; del colle (*C*); della cava minore (CM), differenziati in *CMx* per le arenarie a grani di dimensioni maggiori, *CMd* per quelle a grani di dimensioni medie, *CMf* per quelle a grani fini e le brecciole; infine del Domeriano delle colle (*D*). X = componenti calcarei; N = pelite lateritico-argillitica; M = componente detritico-psammitica non calcarea.

di echinidi notevolmente spatizzati) intraclasti calcareo-micritici o calcarenitici a spicole, radiolari e cemento spatico in continuità ottica col detrito organogeno.

Nei tipi a grana grossolana l' impalcatura è bimodale, data da una prima serie di grani di dimensioni medie sui 3,5 mm, e da una seconda a grani mediamente sui 0,5 mm.

Sempre in tali tipi grossolani, la componente detritica a calcite varia dal 50 al 55% ; quella argillitica rappresenta il 30% e il resto, dal 15 al 20%, è occupato da frammenti psammitici ignei e di alterazione metallica.

Fra i due ultimi gruppi le proporzioni sono: quarzo 7-10% ; porfido 5% ; composti di Fe 1,5%.

Nei tipi a grana più fine, la selezione dei grani è bimodale nella porzione basale, con dimensioni rispettivamente sulla media di 0,25 mm e di 0,5 mm, ed è invece unimodale nella porzione superiore, con grani di 50 micron.

Sempre nei tipi a grana fine, si trova che la porzione a calcite detritica si aggira mediamente sul 70%, quella argillitica sul 10% e quella a componenti vulcanitici sul 20% ; fra questi ultimi il porfido occupa il 15%, il ferro il 4-5% ; il quarzo lo 0,5%.

Il detrito, oltre ad essere immerso nella matrice pelitica a grumi molto arrossati, è cementato da mosaico di calcite a grana mediamente sui 500 micron, che riempie gli eventuali vacuoli lasciati liberi dalla pelite. Tale mosaico calcitico non pare tanto un cemento vero e proprio, quanto piuttosto un prodotto della ricristallizzazione dei grani detritici più fini.

Le varie percentuali dei componenti scheletrici e della matrice argillitica permettono una localizzazione di queste rocce nella porzione superiore di un diagramma ternario che consideri al vertice sommitale la frazione psammitica calcarea (X) e negli altri rispettivamente quella non calcarea (M) e il detrito pelitico terrigeno (N) (fig. 13).

Data l'altissima percentuale di frammenti di derivazione organogena, e poichè gli stessi sono a spigoli ben vivi, è verosimile il loro rimaneggiamento per rideposizione subprimaria e non per provenienza alloctona; pertanto la roccia potrebbe essere classificata come una « calcarenite tipo lumachella», modificando lievemente il termine «coquinoid-limestone » di PETTIJOHN 1957, p. 402.

Le caratteristiche sedimentologiche anzidette vengono parzialmente ancora mantenute solo quando queste rocce si intrudano in fessure della roccia carbonatica chiara sufficientemente prossime alla superficie originaria di deposizione orizzontale; quando invece il cammino che i grani arenacei insinuati nelle fessure sia notevole e vario (in relazione all'estensione e complessità di quelle) la distribuzione granulometrica risulta più confusa, la classazione peggiora, e a testimonianza della parentela con le rocce arenacee rimangono solo le caratteristiche mineralogiche, pur se queste ultime vengono modificate in parte per l'aggiunta di frammenti calcarei strappati dalla roccia incassante.

Gli strati arenacei della cava minore presentano qualche differenza rispetto a quelli di età più antica e precedentemente menzionati; anche macroscopicamente le dimensioni dei loro intraclasti calcarei sono maggiori (raggiungono diversi centimetri), la percentuale pelitica è maggiore e c'è anche un maggior assortimento nelle classi granulometriche.

La roccia mostra, negli strati di maggior potenza singola, (8-10 cm) una composizione granulare secondo diverse classi, rispettivamente con media di 0,7mm - 1,5mm - 3mm - 15mm - 30mm.

Sempre in questi strati di potenza maggiore, la percentuale dei clasti calcarei e dei grumi pelitici raggiunge equivalentemente il 75%, e il resto è occupato da quarzo in proporzione del 15-16%, dal porfido alterato in proporzione del 5% e da composti di Fe in proporzione del 5%.

Negli strati più sottili (potenza singola media sui 3 mm) e a disposizione più lenticolare che non quelli grossolani, la struttura granulometrica è bimodale, con classi rispettivamente di 3 mm e 0,7 mm.

La componente detritica calcarea sta mediamente sul 25%, quella argillitica sul 40% e il restante è distribuito fra il 23-24% del porfido, il 10% del quarzo, l'1% o poco più del ferro.

Le intercalazioni della cava minore sono dunque classificabili nelle arenarie bioclastiche e nelle brecce intraclastiche, e trovano posto nel diagramma ternario già usato per quelli delle cave Mentasti e del colle, in certi casi in posizione centrale (arenarie a grani medi e grossi) in altri in posizione più vicina al vertice calcareo (brecce ad intraclasti e associate arenarie fini).

Interstrati molto simili, ma molto più sottili, a più alta percentuale pelitica e a minor contenuto calcareo, sono quelli reperibili nelle rocce domeriane del colle. In essi si nota che la componente psammitica calcarea è data solo da intraclasti micritico-calcisiltitici e da frammenti di calcite spatica, e che il ferro idrossidato può raggiungere il 5% del volume.

Per tali rocce si può parlare di arenarie intraclastiche.

B) Facies e sequenze sedimentarie.

Ad una notevole quantità di spezzoni seriali corrisponde, a Gozzano, una notevole varietà di strutture sedimentarie. Esse, pur relative sostanzialmente a pochi tipi litologici fondamentali, riflettono una dinamica ricca di episodi che riproducono svariati sottotipi, dinamica dovuta alla interferenza di fenomeni d'esposizione subaerea, moto ondoso, correnti.

Le facies principali dedotte dalle caratteristiche dei vari litotipi risultano essere tre:

I) quella caratterizzata dall'apporto di materiale vario ma non decomposto (resistati), materiale derivato dallo smantellamento di strutture organogene e subordinatamente dello zoccolo vulcanitico: questo è il caso della facies delle cave e della parte basale del colle;

II) quella caratterizzata dall'apporto intermittente di materiale di processi di alterazione (*weathering*) e di erosione su superfici carbonatiche e vulcanitiche esposte: questo è il caso degli interstrati arenacei inseriti a vari livelli nella prima facies e anche nell'ultima;

III) quella caratterizzata dall'apporto di materiali detritici calcarei più elaborati ma certamente non più interessati a strutture organogene: è il caso dei materiali domeriani del colle.

Prima facies.

La successione più tipica della prima facies è quella che si trova alla base della serie di cava Mentasti e del colle.

Sua caratteristica peculiare è l'impalcatura globalmente bimodale dei suoi strati, dovuta alla contemporanea presenza di grani calcarei e vulcanitici di discrete dimensioni (ordine del mm) e di minuti grani oolitico-condroidali di pochi micron che occupano gli interstizi.

Vi si trovano intraspariti e pelspariti, queste ultime in bande che nella parte alta vi compenetrano gradatamente con apofisi laterali.

La successione è data da:

1) In basso, brecce e brecciole intraclastiche (a poligoni neri nella fig. 14), a corpi allotigeni e a fossili, brecce per lo più in contatto erosivo sul substrato e contenenti frammenti ematitici.

2) Intrasparite a carattere francamente bimodale, per la caratteristica granulometrica di cui sopra (illustrata a poligoni esili).

3) Banda oolitica di 3-4 mm, a grana uniforme (in cerchietti neri nella illustrazione).

4) Altra banda intrasparitica, con grani di dimensioni sul mm (in poligoni marcati).

La fig. 14 mostra due parti di cicli adiacenti ed analoghi.

In termini ambientali, le lunghe bande pelsparitico-pelmicritiche non molto disturbate nella struttura, rappresentano un sedimento al di sotto della azione viva dell'onda, al contrario di quelle intraclastiche.

Con una simile successione e in presenza occasionale di elementi di alterazione, è pensabile che questa ciclicità sia in relazione ad oscillazioni del livello del mare in ambiente appena al di sotto

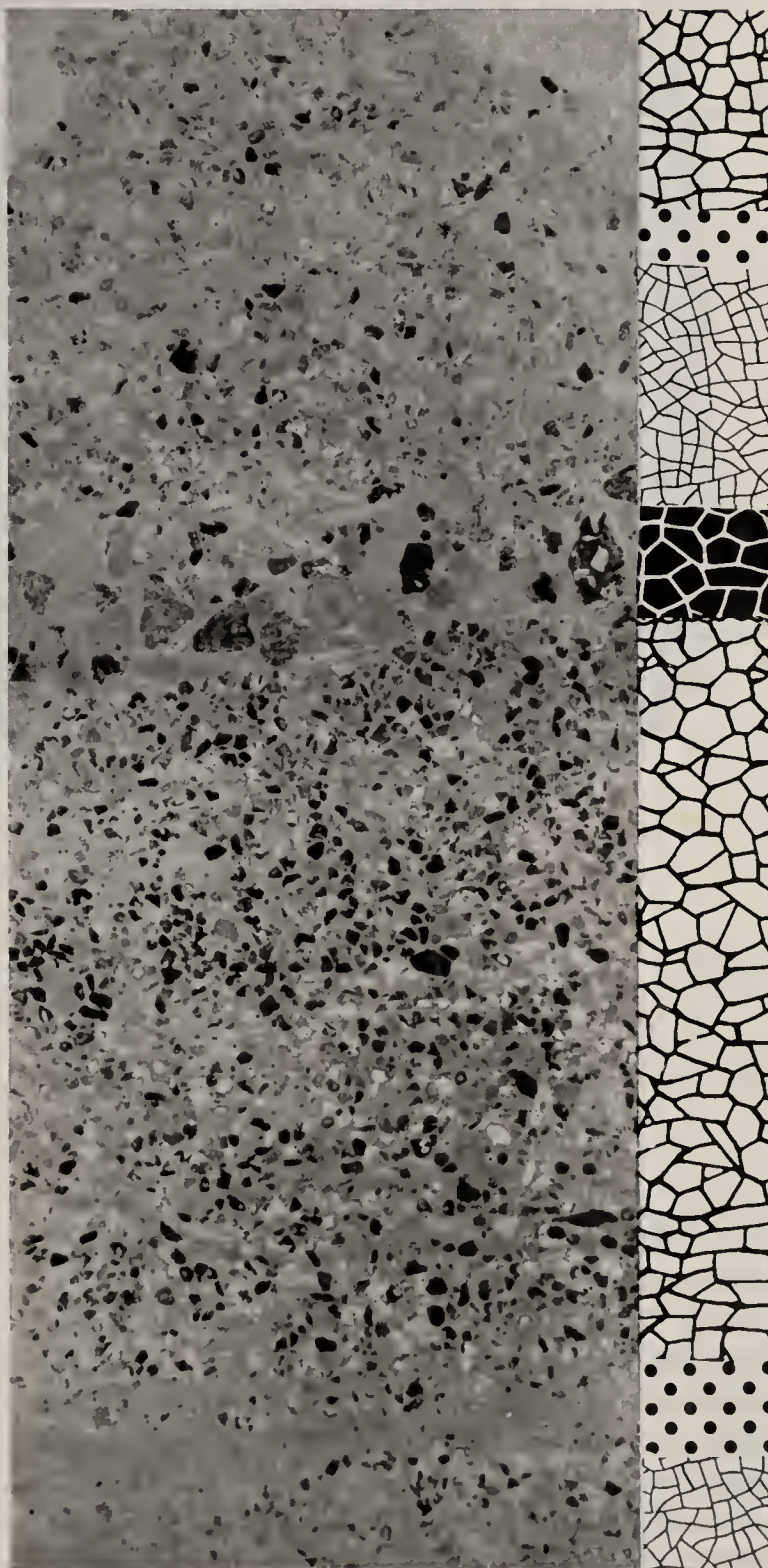



Fig. 14. — Ripetizione di piccoli cicli sedimentari caratterizzanti la prima facies lotharingiana. Spiegazione nel testo. Ingrandimento × 10.

della linea di bassa marea, cioè nelle parti superiori della zona infralitorale, con solo saltuari episodi di raggiungimento della parte più bassa della zona intercotidale.

Le bande oolitiche rappresenterebbero allora il sedimento più profondo e le brecciole quello più sottile, occasionalmente con fase d'emersione.

In blocchi ereditati e in giacitura anomala marea da parte del fondale, con conseguente occasione di persistenza alla esposizione subaerea.

Quella descritta finora è la facies e la successione fondamentale alla base delle cave Mentasti e del colle.

Una sua variante è quella reperibile invece in livelli stratigraficamente più alti, ed è data dal-

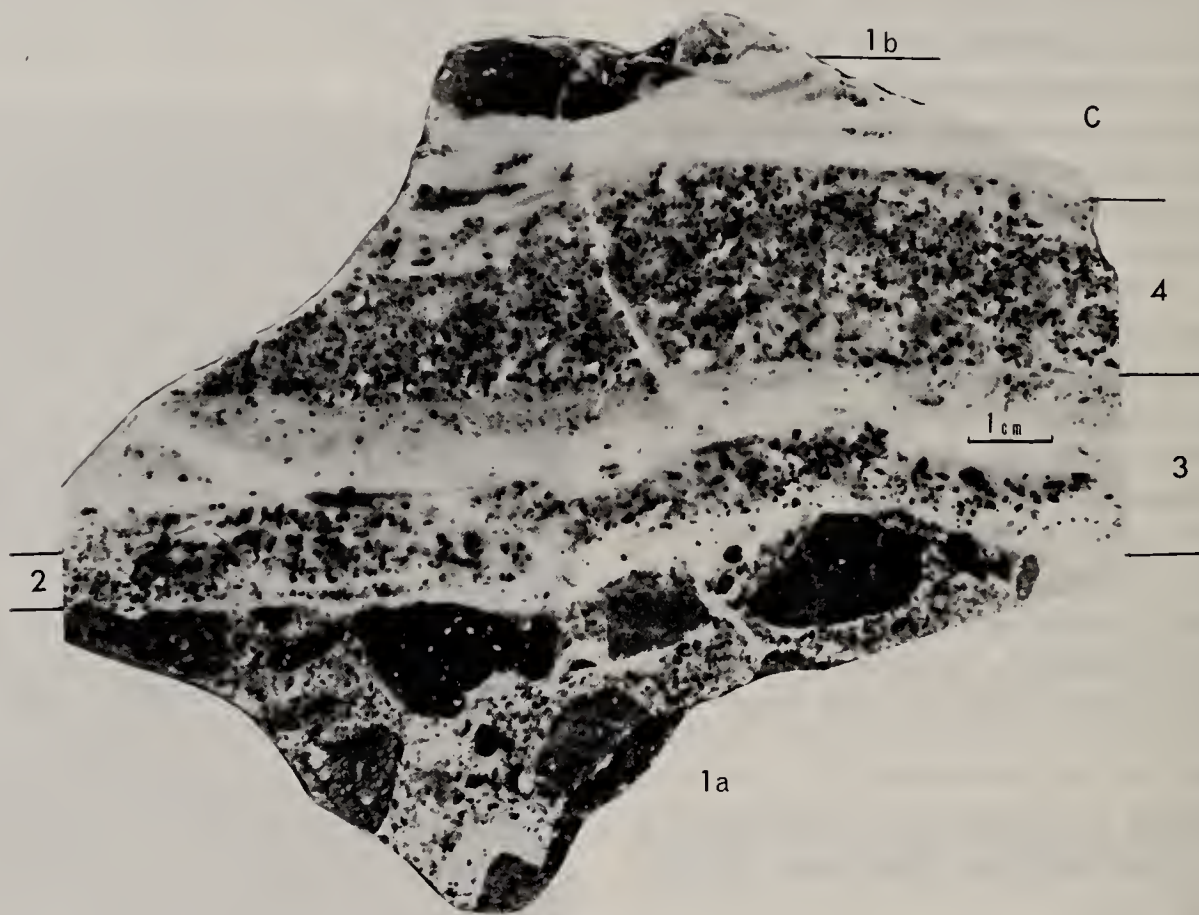



Fig. 15. — Ripetizione di cicli sedimentari negli alloclasti dell' intervallo *b* di cava Mentasti.

1 b - breccia basale del secondo ciclo;
c - banda a calcite spatica con tracce di idrossidi ferrici;
4 - banda intrasparitica superiore;
3 - banda pelsparitica;
2 - banda intrasparitica inferiore;
1 a - breccia basale del primo ciclo.

nella serie, ma che testimoniano di precedenti fasi sedimentarie analoghe (fig. 15), può aversi la variante della diretta sovrapposizione delle bande oolitiche alle brecce, cioè può venir a mancare il secondo termine della successione; ma al di sopra della seconda banda intrasparitica il ciclo comunque si chiude, ed è separato dal successivo da una banda di calcite spatica che cementa rari granuli intraclastici ed allotigeni ossidati immersi in una matrice calcisiltitica pure alterata.

Anche in tal caso è pertanto pensabile il raggiungimento e il superamento della linea di bassa l'aggiunta delle strutture algali e coralligene all' impalcatura detritica più grossolana.

La ciclicità è mantenuta, ma è sviluppata su scala diversa.

Un esempio è dato dalla successione di rocce a frammenti coralligeni ed algali del cocuzzolo adiacente al piano di lavoro della cava maggiore e presso la grotta votiva del colle (fig. 16).

Ivi si ha testimonianza della ripetizione del fenomeno, con la solita sequenza di una fase di probabile emersione, testimoniata qui da elementi ferrici inclusi in una banda calcitico-spatica di ½ cm

(1a), poi una fase trasgressiva data da 3-4 cm di intrasparite (2); indi una accentuazione della batimetria, con una banda pellettoidale-oolitica a struttura indisturbata (3), e successivamente una spessa fascia a frammenti algali e intraclastici (4) con locali addensamenti pellettoidali; una fasciola millimetrica intermittente e notevolmente ossidata divide questo ciclo dal successivo (1b), il quale ultimo vede alla base frammenti grossolani di coralli.

Seconda facies.

La seconda facies è quella delle calcareniti coquinoidi e delle brecciole intraclastiche reperibili solo allo stato di intercalazioni lenticolari e come intrusioni nei livelli delle cave e della base del colle.

In ogni lente la compagine dei singoli strati che le compongono si assomiglia, nè si riesce ad intravvedervi una regola ritmica o ciclica, perchè strati di un dato spessore si accomunano ad altri stratimetricamente e petrograficamente identici.

Intercalazioni pelitico-siltitiche rosse eventualmente presenti sono risultate sterili di fossili ed hanno dato un residuo a granelli calcitici, quarzosi, porfirici e di idrossidi ferrici.

Quello che risulta interessante è la differenza fra le arenarie del settore settentrionale della cava minore (settore ritenuto stratigraficamente più recente di quello meridionale in base a ragioni paleontologiche) e quelle degli altri affioramenti; nella suddetta località le arenarie raggiungono spessori di varie decine di centimetri, hanno clasti di dimensioni mai raggiunte negli altri casi (Tav. III, n.t., fig. 3), e si presentano in frequenza maggiore.

L'insieme strutturale di ogni unità sedimentaria sembra testimoniare un forte rimaneggiamento che indica come all'incirca si partisse dal livello di base della sedimentazione, in un bacino più agitato degli altri e più soggetto a correnti. L'aumentata frequenza degli episodi arenacei alla sommità della sezione domeriana delle cave corre parallela all'aumento della componente pelitica terrigena che arrossa i calcari del lato nord e parallela alla tendenza più marcatamente regressiva di detti calcari rispetto a quelli del lato sud.

Terza facies.

La terza facies è quella reperibile nelle rocce domeriane del colle e delle cave minori.

Essa include almeno quattro sottofacies, che testimoniano di un ambiente intercotidale-infraneritico e lagunare e in cui interferiscono e si sommano parecchi processi.

Fig. 16. — Ripetizione di cicli sedimentari nei calcari organogeni della prima facies nell'intervallo *d* di cava Mentasti.

1 b - inizio del secondo ciclo, con linea basale arrossata da idrossidi ferrici e sua interruzione per fessure filoniane interessanti gli strati sottostanti;
4 - intrasparite algale superiore;
3 - pelsparite;
2 - intrasparite inferiore;
1 a - banda di calcite spatica con frammenti di idrossidi e di porfidi, alla base del primo ciclo.

La prima sottofacies è quella delle micriti basali e delle intramicriti (livelli *a* della fig. 8 e di Tav. I, n.t., fig. 3).

La sua caratteristica principale è la polarità del grado di dissesto della struttura deposizionale iniziale, nel senso della crescente frammentazione della compagine degli strati dal basso all'alto.

Alla base si ha a che fare con ritmiti micritico-

argillose con periodo di 5 mm, in cui si differenziano incipientemente, nonostante la ricristallizzazione abbastanza diffusa, fantasmi di intraclasti micritici di qualche decimo di mm.

Man mano che si risale la serie, la struttura intraclastica dovuta a frammentazione della micrite si fa più evidente, fino a raggiungere la sommità dell'affioramento topograficamente più basso del colle (*a*), ove la compagine originaria è pressocchè totalmente rimescolata e ridotta a blocchetti di alcuni cm flottanti caoticamente in una calcisiltite con elementi terrigeni ossidati e senza più giunti continui.

Pare abbastanza evidente che si è passati dalla fase trasgressiva iniziale, impostata su fondali bassi e ad acque debolmente agitate, ad una regressiva con acque notevolmente agitate e col fondale che si è approssimato al livello di base della sedimentazione. Spaccature nella intramicrite detritica riempite di materiale identico sono anzi indici addirittura di emersione, con susseguenti fessure da essicamento del fango calcareo, presto occluse da frammenti di materiale autoctono peneconsolidato.

La seconda sottofacies è quella delle lumachelle intraclastiche ricche di brachiopodi e molluschi reperibili nel versante sud-orientale del colle.

Sue caratteristiche principali sono:

1) i contatti frequentemente erosivi di uno strato sull'altro;
2) la successione normal-gradata dei componenti;
3) l'orientamento preferenziale dei clasti maggiori;
4) l' incompleta costipazione dei grani alla base di ogni banco, dalla quale deriva una minor aderenza reciproca degli elementi e una più facile cementazione chimica (Tav. II n.t., fig. 2).

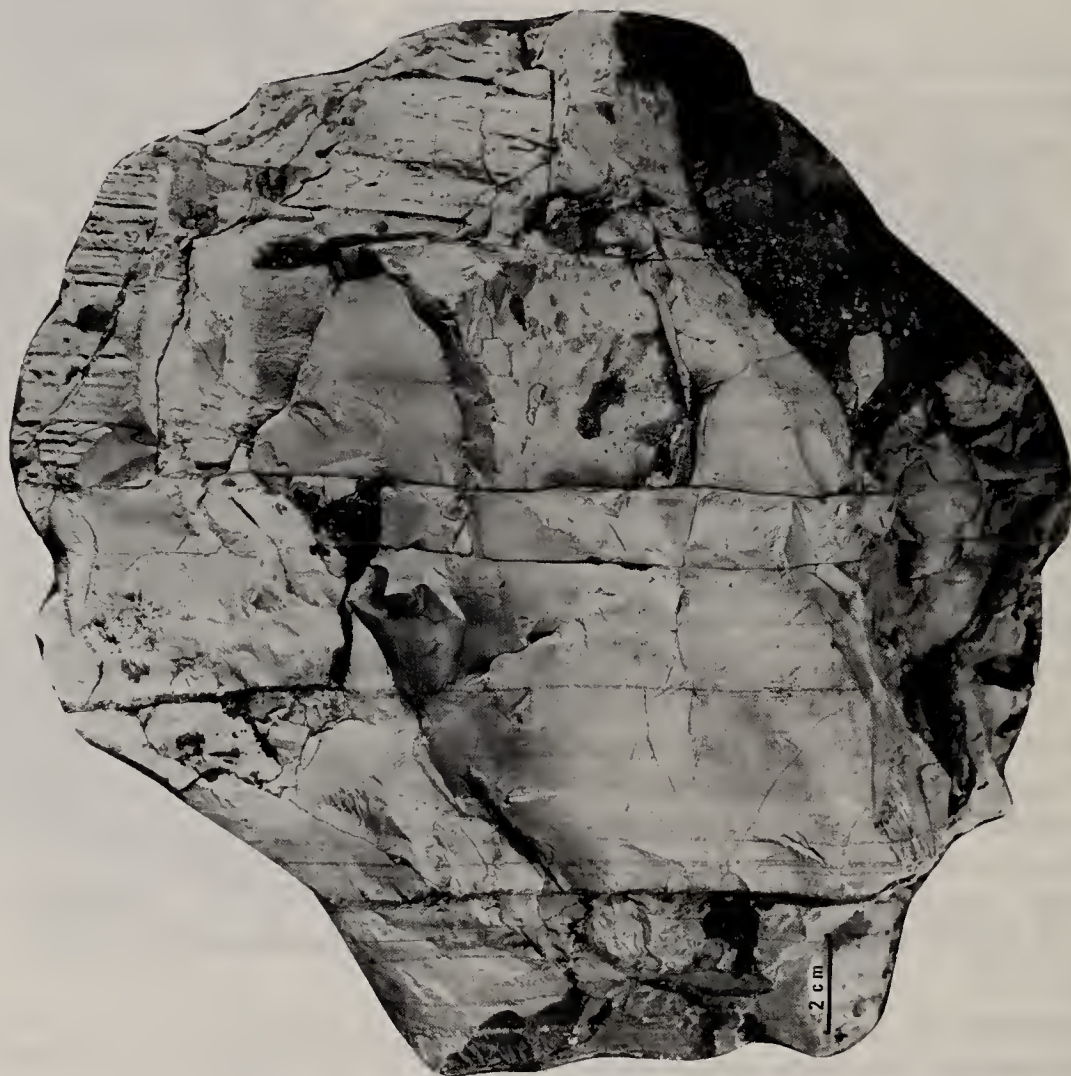



Fig. 17. — Calcisiltiti in stratificazione mm-ritmica intersecate da filoni sedimentari di arenaria rossa. Affioramento *c* del colle.

Ogni strato terminerebbe con una banda calcisiltitica dopo essere passato attraverso stadi successivi a composizione psammitica sempre più fine, ma di tale ultima banda rimangono poche

testimonianze in quanto l'erosione dello strato arenaceo sovrastante tende ad eliminarla.

Questa situazione è indice indubbio di correnti energiche e di rapido seppellimento delle strutture primarie. L'assenza di cavernosità tipo « birds-eyes », di fascie a calcite spatica di cementazione esterna, di elementi terrigeni, l'orientamento preferenziale dei corpi maggiori, sembrano indicare che gli strati non furono mai soggetti ad emersione prolungata, ma che al massimo persistettero in una zona intercotidale con moto ondoso unidirezionale, giusto il tempo per poter inglobare intraclasti, corpi aggregati botroidali e poter cementare i vari grani, senza l' interferenza di altri fenomeni che ne variassero il comportamento idraulico, almeno fino al completamento della fascia a lumachelle.

La terza sottofacies è quella dei sedimenti laminati a calcisiltite e micrite ritenuti, mediante il calcolo stratimetrico, sovrastanti le arenarie organogene a brachiopodi e molluschi anziddette.

La sua caratteristica è quella della ritmica stratificazione millimetrica e delle periodiche intercalazioni arenacee.

La deposizione ritmica avviene con periodi da 1 a 4 mm, riconoscibile dall'alternanza di lamine più chiare, che in sezione sottile si rivelano essere quelle a granulometria più grossolana, e lamine più torbide a calcisiltite finissima in basso e micrite ancor più fine in alto.

Alle lamine si interpone intermittentemente uno straterello più o meno lenticolare millimetrico o centimetrico rosso, costituito da arenaria a scheletro calcareo grossolano con la stessa composizione mineralogica della ritmite, e a matrice calcisiltitico-argillosa rossa ricca di componenti idrossidati, straterello diverso dagli interstrati arenacei della serie sottostante solo per la mancanza di scheletro di derivazione organogena.

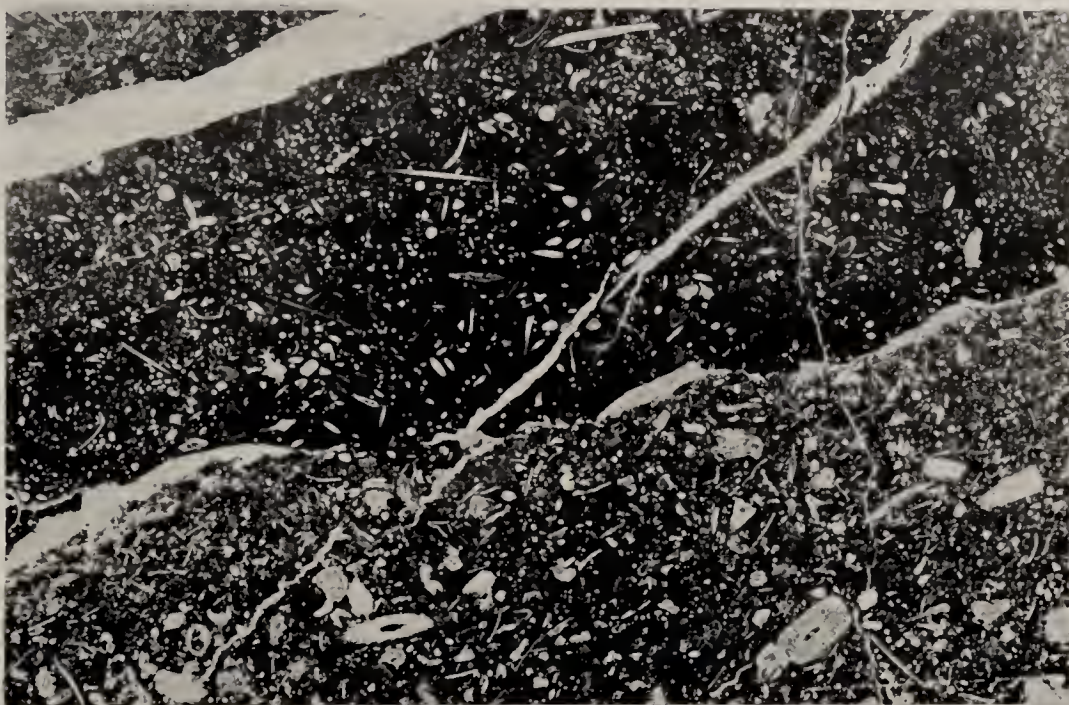



Fig. 18. — Biomicriti degli strati a *Pleuroceras solare* della sommità del colle in contatto erosivo su calcisiltiti organogene e separate dalle stesse in qualche tratto da calcite spatica di origine belteroporica. Ingrandimento × 10.

L' intermittenza di queste intercalazioni si sviluppa in macro-sequenze periodiche e centimetriche siffatte: n - $\frac{2}{3}$ n - $\frac{1}{3}$ n, con una buona approssimazione per le frazioni.

Ad esempio, nella parte principale del campione di fig. 17 possiamo osservare una sequenza di deposizione a lamine di questo ordine:

1° ritmo - cm 4,25 - cm 2,7 - cm 1,2;

2° ritmo - cm 7 - cm 5.

Il singolo passaggio fra la laminite chiara e l'arenaria rossa sovrastante è a tratti regolare e a tratti erosivo, ma mai di un tipo solo.

E' invece sempre erosivo-trasgressivo quello fra l'arenaria rossa e la sovrastante laminite.

Questi fatti indicano un'alternanza fra deposizione ed erosione in ambiente di deposizione tran-

quillo, con ritmica accelerazione del raggiungimento del livello di base della sedimentazione.

Le dimensioni usualmente piccole degli intraclasti, lo spessore sempre molto ridotto degli interstrati arenacei a matrice argillitica terrigena e la mancanza costante di cavernosità negli ultimi, indicano come il moto ondoso non raggiungesse il fondale a sedimentazione micritica con tanta energia da scomporre la delicata struttura mm-ritmica. La costante giacitura trasgressiva della calcisiltite sull'arenaria rossa e la frequenza del fenomeno in scala verticale ridotta, indicano come il bacino fosse piuttosto sottile.

Di conseguenza, l' inefficacia dell'azione distruttiva del moto ondoso sulle strutture millimetriche non sarebbe dovuta alla notevole profondità della superficie di sedimentazione, bensì alla piccola ampiezza dell'onda; tutto questo porta a concludere allora che i fatti si svolgessero in un bacino di estensione limitata e protetto dalle azioni di mareggiate, come avrebbe potuto essere quello di una laguna.

L'ultima sottofacies è quella degli strati sommitali del Domeriano medio e superiore del colle e del Domeriano medio delle cave minori (figure 18 e 40).

In essa, tutte le strutture primarie si sono formate in ambiente di alta energia, a profondità bassa o nulla, ovverossia in condizioni da intercotidali a supracotidali.

Sono frequenti le stratificazioni incrociate, i vacuoli per incompleta costipazione legata alla grossolanità ed eterogeneità dimensionale dei grani e a rapidi seppellimenti; è diffusa una vacuolosità subprimaria legata a soluzione preferenziale su linee di maggior percorribilità; sono frequenti le fratture da essicamento e le fessure tettoniche di discreta ampiezza aperte in roccia consolidata e successivamente riempite più o meno malamente da materiale di tipo vario.

Fenomeni di esposizione subaerea, di erosione e di risedimentazione interferiscono nelle fasi deposizionali primarie in conseguenza della sottigliezza della lama d'acqua e della posizione marginale del bacino, mescolando particelle sedimentarie di diverse generazioni.

Da un quadro inizialmente molto complesso scaturiscono conseguenze che sono complesse anche per lo sviluppo dei fenomeni successivi e che meglio verranno compresi dalla rassegna e dall'analisi delle varie strutture primarie e secondarie.

Parte Terza

STRUTTURE ED AMBIENTI DI SEDIMENTAZIONE

Riassunto. — L' inventario e l'analisi delle varie strutture sedimentarie delle rocce fossilifere di Gozzano permettono di precisare gli ambienti di sedimentazione e la loro evoluzione nel tempo e chiarificano ulteriormente sotto quali fattori possa essere intervenuta la selezione in due associazioni faunistiche già giustificata dal riconoscimento di uno *hiatus* fra il Lotharingiano e il Domeriano.

Le strutture primarie sono relative a quelle organogene (preminenti negli ambienti di scogliera e circumrecifali) e a quelle di deposizione meccanica (sviluppate sopratutto in ambienti di alta e media energia).

Le strutture secondarie sono espresse dalla deposizione di cementi (dapprima intergranulari, poi di riempimento di cavità, indi di frattura) e da ricristallizzazione.

Durante il Lotharingiano l'ambiente passa da infralittorale di avanscogliera a intercotidale di scogliera e retroscogliera, e a supracotidale (questa ultima occasione con la deposizione delle arenarie rosse intercalate ai sedimenti recifali e retrorecifali).

Durante il Domeriano gli ambienti risultano di due tipi: uno di retroscogliera prossimale (cava minore) ed uno di pattaforma distante da bioherma (sommità del colle).

La protezione dall'urto con accidenti morfologici (dovuta a minor energia del moto ondoso o grazie alla protezione di una barra o grazie alla ridotta batimetria in vaste zone piatte) ha permesso la conservazione dei gusci di ammonoidi durante il Domeriano: questo elemento interferisce nella composizione delle faune fossili e contribuisce, con quello della situazione trasgressiva del Lias medio su quello inferiore, a giustificare la differenziazione delle faune lotharingiane da quelle domeriane.

Analoghe ragioni sedimentologiche basate sulla differenza di ambiente spiegano la ricchezza di lamellibranchi, gasteropodi e brachiopodi a guscio spesso nei terreni lotharingiani, in contrasto con quelli domeriani ove gli stessi gruppi si presentano o ridotti di numero d'esemplari, o con specie di dimensioni minori e a guscio più sottile.

Un caso particolare di struttura primaria meccanica è quello del riempimento di cavità e fessure (sia di essicamento che tettoniche) da parte dei materiali arenacei arrossati, il quale porta alla formazione di filoni sedimentari.

In relazione alle modalità del riempimento, vengono distinti e classificati, con una nuova nomenclatura, tre tipi di filoni:

— *eufiloni*: quelli dovuti a iniezione del materiale nelle fessure;

— *parafiloni*: quelli dovuti a solo riempimento passivo (per gravità o per correnti);

— *pleofiloni*: quelli dovuti a plurime modalità geneticamente diverse (ad esempio ove ad una prima fase di tipo parafiloniano succede un'altra di tipo eufiloniano).

Le cause della formazione dei vari tipi di filone dipendono dalle modalità di disgiunzione e di riassetto reciproco dei blocchi incassanti ai lati della frattura.

A) Strutture organogene.

Le impalcature organogenere reperibili a Gozzano sono relative a costruzioni biohermali di celenterati ed alghe e a biostromi di alghe e molluschi. Risultano costituenti litogenetici strettamente autoctoni coralli del genere *Thecosmilia*, stromatoliti e altre alghe per lo più incrostanti, con o senza forma esterna definita, con laminazione o con una tessitura spugnoso-cellulare (fra cui quelle del genere *Thaumathoporella*) denominate « *pseudostromata* » da WOLF 1965 *a*.

Entrano a far parte delle rocce clastiche organogene ma in posizione subprimaria, insieme a frammenti dei sunnominati organismi, diversi brachiopodi, molluschi, echinodermi e alghe varie, fra cui Dasicladacee.

Coralli.

Menzione della presenza di coralli a Gozzano è stata fugacemente fatta da SISMONDA e da PARONA in calce alle liste di fossili, senza che peraltro siano stati presi in considerazione il loro stato di conservazione e la loro giacitura.

Da parte mia, ho reperito a Gozzano solo coralli coloniali, localizzati nella parte media della serie di cava Mentasti e in quella superiore della base del colle, insieme a brachiopodi della famiglia *Bactryniidae* e a stromatoliti, che cronologicamente sono da assegnare al Lotharingiano, per l'associazione con le forme faunistiche che hanno permesso quella datazione.

Le massime dimensioni dei corpi coloniali reperiti si aggirano sulla ventina di cm in larghezza e la decina in altezza.

Forme con scheletro di ogni singolo corallo di diametro 2,5 mm raggiungono un'altezza di 3 cm, mentre altre con scheletri di diametro 4,5 mm raggiungono solo 1,5 cm: esiste quindi per le forme coralligene di Gozzano una proporzione inversa fra diametri degli scheletri e altezza raggiunta, forse connessa con diversità specifica.

La base d'appoggio è esclusivamente a composizione calcarenitica, senza la minima traccia di elementi argillitici terrigeni, e può avere superfici sia piane che ricurve.

Si è notato che le forme di minor diametro scheletrico preferiscon l'appoggio su superfici convesse, mentre le altre si adattano meglio su superfici concave o piane.

L' inizio della costruzione comincia con la concrescenza di $CaCO_3$ — calcite attualmente microsparitica — sui grani periferici della superficie di appoggio; il prosieguo è dato dal raccordo tra questa prima porzione calcarea e la parete vera e propria del corallo (Tav. III n.t., fig. 1).

Nelle serie studiate il rapporto tra le colonie ancora in posizione di crescita e quelle in giacitura subprimaria è decisamente a favore delle seconde, le quali ovviamente non sono più costituite dall' intero elemento litogenetico bensì solo dai suoi frammenti. (Tav. III n,t., fig. 2).

Negli spazi interscheletrici alla periferia delle colonie si accumula calcarenite della stessa composizione del substrato; in quelli centrali si accumulano sia la calcisiltite simile a quella che occupa gli interstizi della calcarenite esterna, sia detrito calcitico in grani da pochi a 100 μ, costituito da frammenti angolosi in via di totale ricristallizzazione, e sia granellini di porfido alterato; il deposito meccanico interno è un po' pigmentato (probabilmente dalle tracce di idrossidi metallici associati al porfido alterato) e si presenta a luce riflessa di color avana.

I suoi grani hanno sempre una disposizione geopeta a polarità verticale, dimostrando così di essersi adattati alla giacitura della colonia o del frammento dopo il suo definitivo assetto nel sedimento inglobante.

Preferibilmente sulle superfici superiori dei frammenti coloniali e in giacitura parallela alla stratificazione, si reperiscono sottili incrostazioni stromatolitiche a polarità verticale e morfologia da dissecamento che dimostrano come la particolare giacitura si sia attuata a bassissima profondità e con fondale facilmente all'asciutto.

La distanza sia laterale che verticale dei frammenti dalle colonie ancora *in situ* è minima, quando addirittura non sia nulla; si può dire che i primi siano stati strappati dai secondi ma che non abbiano subìto nessun trasporto notevole e talvolta anzi che siano semplicemente rimasti intrappolati fra le madrepore ancora radicate.

Il periodico reperimento di livelli allungati per qualche metro, con frammenti coralligeni allineati e giacenti tutti sulla stessa superficie praticamente piana, sembra indicare mareggiate periodiche con azione distruttiva sulla colonia autoctona e pene-contemporaneo deposito di frammenti su di una spianata litorale.

Prove di un tal supposto litorale, cioè di un elemento geo-morfologico temporaneamente all'asciutto, sono date anche dall' interruzione dei livelli a frammenti coralligeni da parte di brecce intraclastiche appartenenti agli interstrati rossi, secondo superfici erosive che sono tipiche di azioni meccaniche in ambiente inter-supracotidale (Tavola II n.t., fig. 4).

Stromatoliti.

Per la prima volta vengono segnalate con quest'occasione stromatoliti algali nel Lias delle Prealpi occidentali.

I reperti di Gozzano sono rari, purtuttavia significativi per le caratteristiche di giacitura, struttura e morfologia.

Questi particolari tipi di concrezioni algali, prevalentemente dovuti a cianoficee, sono costituiti da incrostazioni laminari sui frammenti di coralli e resti di altri organismi ad impalcatura calcarea.

Il massimo spessore trovato è sui 2 mm, ma la media si aggira sui 500 μ; la lunghezza, che mediamente raggiunge i 2,5 cm, ma può anche raggiungere una decina di centimetri, può corrispondere a quella dell' intera periferia superiore esterna di un' impalcatura organica.

La maggior parte delle strutture è formata da dense lamine ondulate e sovrapposte di spessore medio di 50 μ, separate da partiture pressochè continue occupate da calcite spatica.

Intrappolati dalle lamine si reperiscono pochissimi frammenti di roccia e qualche ostracode.

La prevalenza delle strutture è, utilizzando le formule proposte da LOGAN et al. 1964, del tipo LLH-S/LLH-C con emisferoidi di tipo SH-V.

Fenomeni di contrazione da essicamento, di pressione per costipamento di materiale detritico ai margini di tali microbioliti, ed esigenze fototropiche da parte dei talli (probabilmente connesse a seppellimento e aderenza di particelle detritiche alla mucillagine algale) complicano notevolmente tali strutture, determinando arricciamenti ed apofisi contorte.

Le cavità interlamellari sono perloppiù « trapezomorfe » (cf. D'ARGENIO 1966 *a*) e sono occupate solitamente da calcite spatica disposta sia in mosaico subedrale, sia in cristalli a disposizione radiassiale, specie nelle zone di maggior curvatura.

Ove si abbiano intensi pieghettamenti laminari, esistono anche cavità poligonali, occupate solo da calcite anaedrale, che sconfinano in zonule ove c'è altra calcite che cementa però una siltite a condroidi algali di dimensioni e taglia variabili. In tal caso il riempimento dei vacui si verifica con due generazioni cristalline, di cui la prima con piccoli individui equigranulari subedrali e poco trasparenti, e la seconda con individui medi e grandi e piuttosto limpidi.

Secondo i dati attualistici, le partiture si formano per distanziamento delle varie lamine stromatolitiche in seguito ad essicamento per esposi-

---

TAVOLA III n. t.

Fig. 1. — Corallo lotharingiano del genere *Thecosmilia* in posizione di crescita su sedimento calcarenitico nella cava Mentasti.

Fig. 2. — Coralli lotharingiani del genere *Thecosmilia* in posizione di crescita (in alto) e loro frammenti in posizione subprimaria giacenti col piano di accrescimento parallelo alla stratificazione.
Le cavità interne sono riempite da calcisiltite pigmentata di rosso e in arrangiamento geopetale.
Serie del colle.

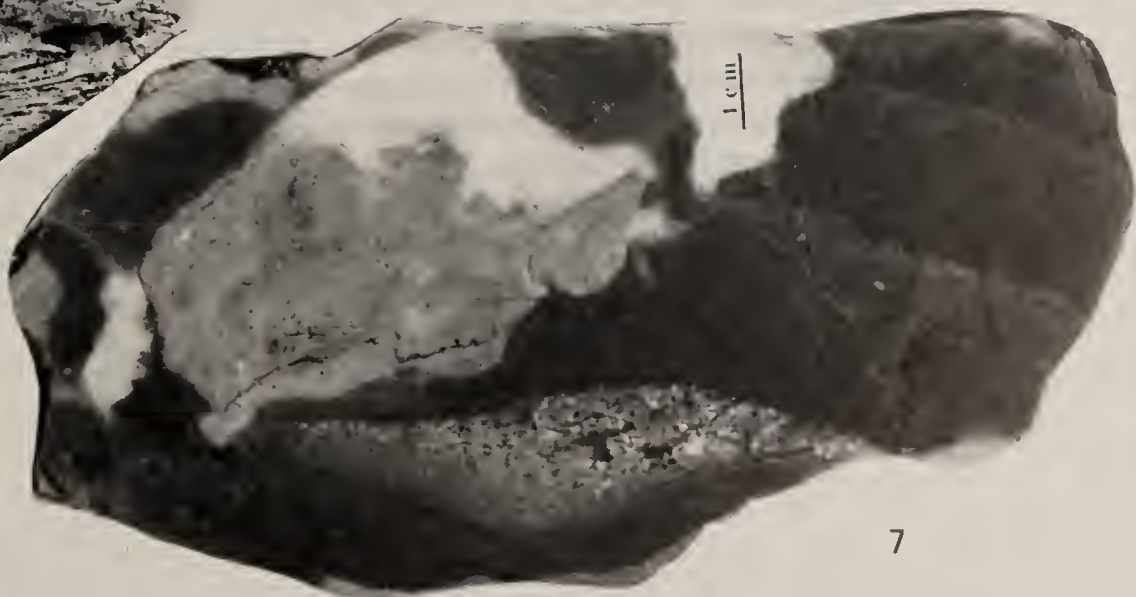
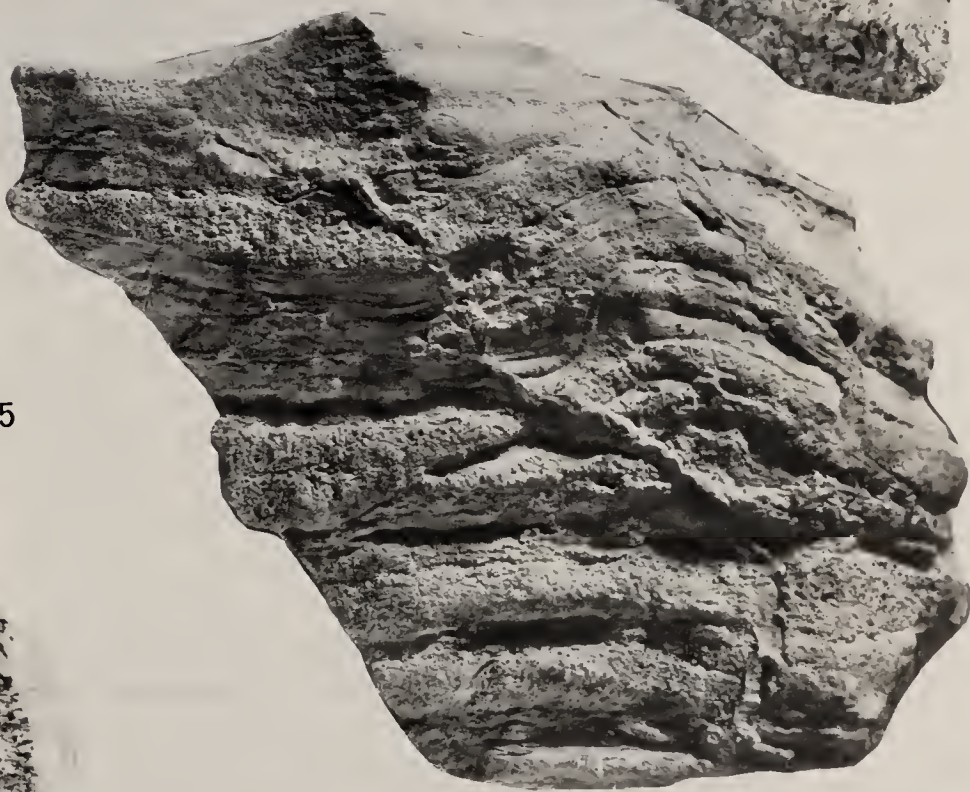
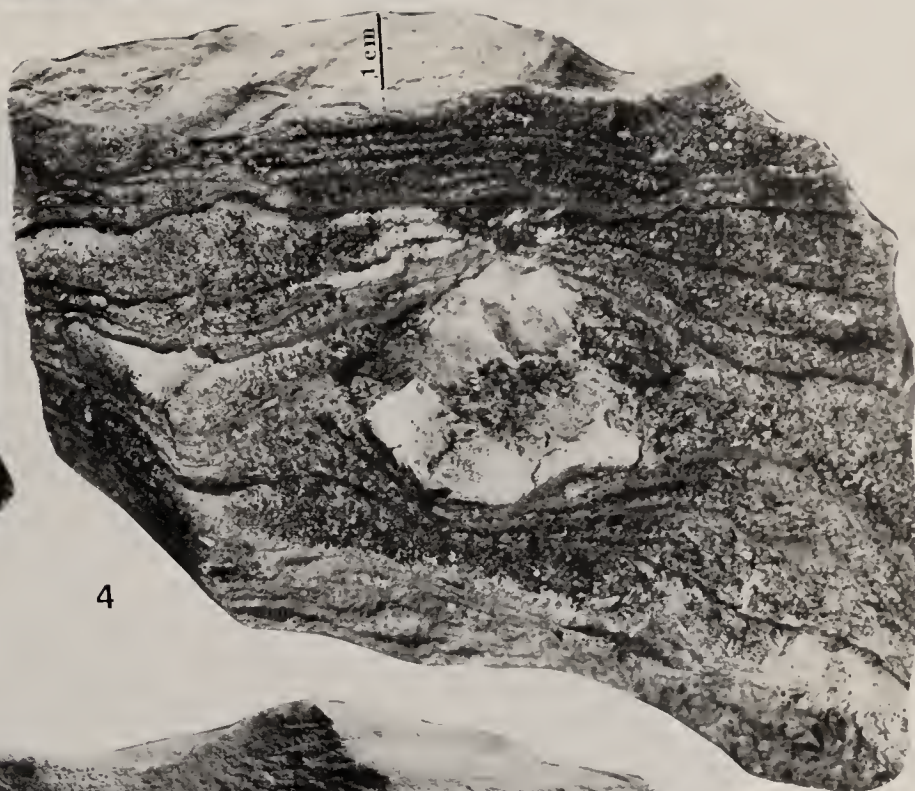
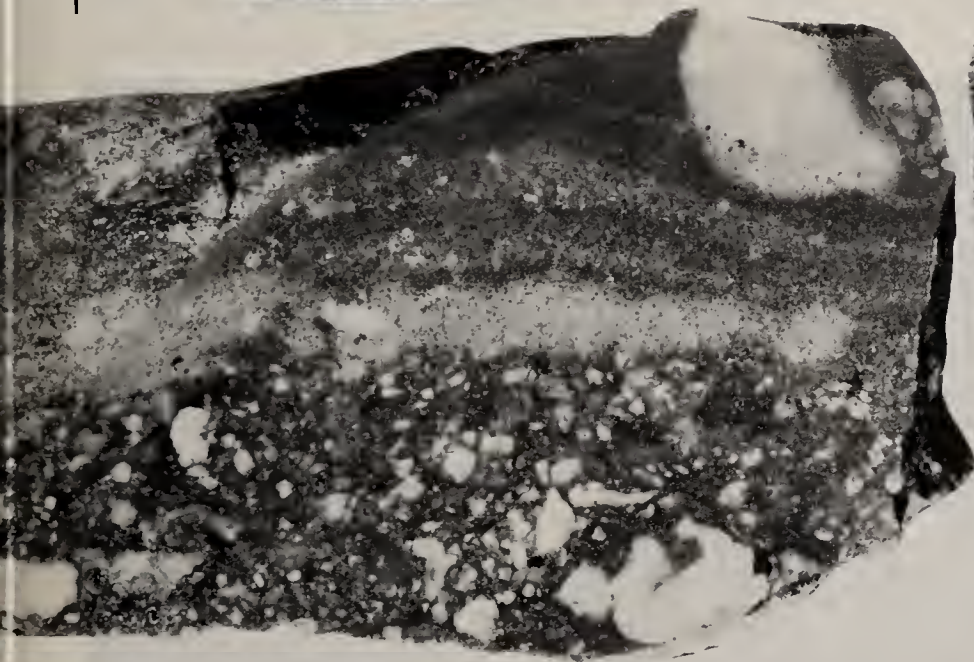
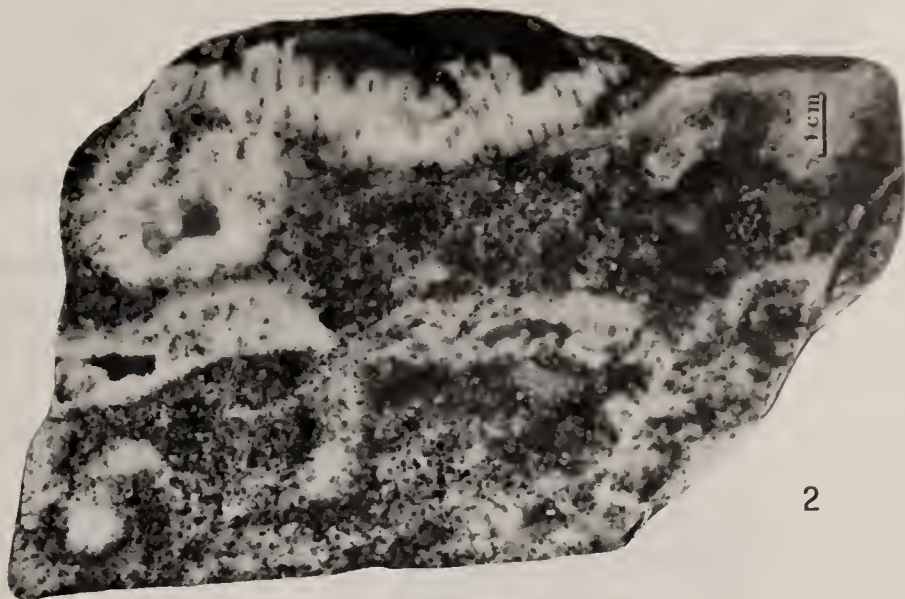
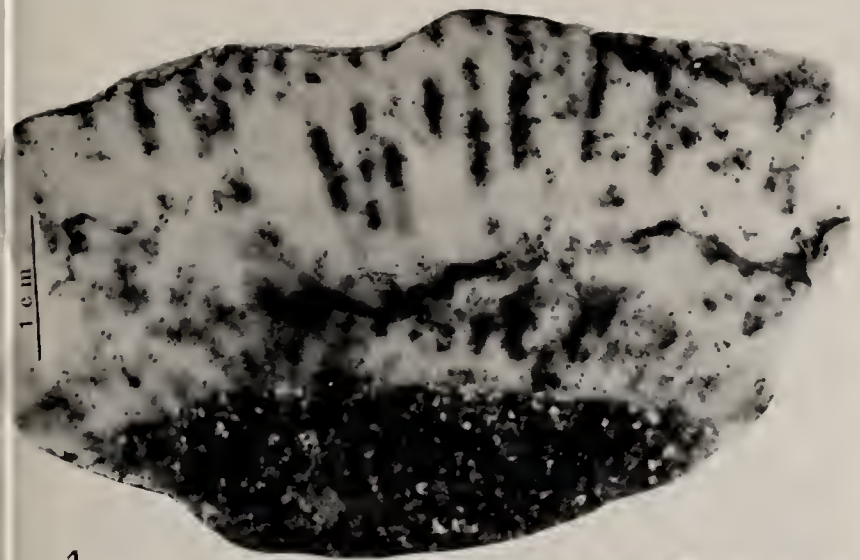
Fig. 3. — Calcareniti e brecciole a grossi intraclasti in matrice calcisiltitica e argillitica rossa della cava minore (settore nord).
La struttura è gradata e di corrente. Agli intraclasti sono frequentemente associate strutture geopete dovute a calcite spatica che occlude eventuali vani sommitali.

Fig. 4. — Struttura di carico in calcarenite rossa tipo lumachella attorno ad un alloclasto calcareo già consolidato.
Domeriano della cava minore (settore sud).

Fig. 5. — Due lati, di cui uno levigato, della stessa struttura di deformazione in calcareniti torbiditiche gradate, con fessure riempite di calcisiltite rossa finissima. L'occasionale allineamento delle fessure con la stratificazione si attua lungo tratti di lamine a grana più fine.

Fig. 6. — Stratificazione incrociata in calcisiltiti del Domeriano del colle, con cavità prismatica riempita di calcite spatica adiacente ad una delle superfici di discordanza.

Fig. 7. — Struttura tipo « scour and fill » sottoposta a grosso intraclasto e compresa in calcisiltiti gradate.
Particolari sulla distribuzione dei sedimenti nella sacca sono dati in fig. 29.

1
1 cm
2
1 cm
3
4
1 cm
5
1 cm
6
1 cm
7
1 cm

zione temporanea del feltro algale, e gli arricciamenti si formano direttamente per lo stesso fenomeno di disidratazione. Di conseguenza le strutture che si reperiscono in siffatte incrostazioni algali sono ritenute prova di emersione del fondale, e tanto più sono complicate da irregolarità morfologiche e strutturali, tanto più il fenomeno dell'esposizione è ritenuto frequente, e cioè indicativo di ambiente litorale.

Nel primo caso si sono contate non più di quattro lamine; nel secondo è presente una sola lamina periferica, che può facilmente perdere gradatamente la sua identità e passare ad un insieme di condroidi algali più o meno reciprocamente aderenti.

Fra le lamine eventualmente accoppiate si intercalano spazi trapezomorfi a micrite in grani omogenei di 1-2 μ e a calcisiltite condroidale, mentre manca la calcite limpida tipica delle cavità interlamellari delle stromatoliti dissecate.

Fig. 19. — Strutture stromatolitiche sulla superficie di un frammento coralligeno in posizione subprimaria e giacente coll'asse di accrescimento parallelo al piano di stratificazione. Gli stromatoliti sono arricciati per essicamento e per costipazione da parte di sedimento circostante. Nella porzione destra le impalcature sono sminuzzate in brandelli poligonali e in condroidi (cfr. fig. 26). Strutture algali affini sono reperibili anche sulla parete interna di una cavità intercoralligena; molto probabilmente si tratta in tal caso di alghe incrostanti depositatesi quando il corallo era ancora in posizione di crescita.
Ingrandimento $\times$ 10. Stampa negativa.

Il reperimento di frammenti di Diplopore intrappolati nelle arricciature di dissecamento stromatolitico dovrebbe indicare la vicinanza con aree sublitorali ove tali alghe potessero svilupparsi.

Forme laminari simili a quelle degli stromatoliti summenzionati ma con minor numero di lamine, semplificazione della morfologia ad emisferoidi distanziati, e con minor numero di cavità a calcite spatica, sono reperibili nella stessa sede, e preferibilmente nei livelli più bassi.

Esse si sovrappongono a calcareniti con intraclasti pellettoidali, oppure delimitano lenti condroidali e gli stessi intraclasti.

E' verosimile che queste forme rappresentino le stromatoliti che non hanno avuto modo di svilupparsi ulteriormente in forma laminata, a causa della frammentazione della incrostazione in condroidi in un ambiente ancora subacqueo. (Tav. II n.t., fig. 5).

Pseudostromata.

Le incrostazioni algali a struttura lamellare mal distinta o piuttosto a tessuto vacuoloso o spugnoso, riunite da WOLF 1965 *a* sotto il termine di

« pseudostromata », si sono rinvenute perloppiù sui terreni della cava minore.

Si tratta di incrostazioni su gusci di molluschi o di brachiopodi, inizialmente secondo modalità prossime a quelle degli stromatoliti, ma successivamente modificantisi variamente nell'assetto. (Tav. II n.t., figg. 6, 8).

L'organismo si presenta dapprima come una torbida concrezione a granelli di 1-5 μ a sezione ovoidale e lenticolare, concrezione che si adatta alle asperità più minute dell'ospite; poi si diversifica in un reticolato di filamenti irregolari (ma sempre con la stessa composizione a granellini) e propaggini sinuose, dimodochè gli stadi più avanzati assumono la forma di un inviluppo reticolare.

Queste forme inviluppano particelle di ogni tipo roccioso e fossili di tipo vario.

Cavità poligonali e cavità trapezomorfe a calcite spatica anedrale sono inserite nell' insieme e, specie le seconde, sembrano aver la stessa origine di quelle stromatolitiche, reperendosi fra cripto-lamine d' incrostazione.

L'associazione con altre strutture più evidenti di ambiente intercotidale nella stessa roccia in cui sono reperiti gli pseudostromata è favorevole all' interpretazione sull'origine di tali cavità per fenomeni di contrazione da dissecamento, analogamente a quanto si verifica per gli stromatoliti.

Ooliti algali.

Anche le poche ooliti reperibili nelle colonie a condroidi debbono essere catalogate nelle strutture organogene.

Queste ooliti si reperiscono nelle bande rosate più o meno continue e negli intraclasti pellettoidali sia di età Lotharingiano delle cave Mentasti e alla base del colle, sia di età Domeriano delle cave minori.

Si trovano in proporzione, rispetto ai condroidi, di 1/60, e sono sostanzialmente ooliti superficiali.

L' inviluppo corticale è costituito dallo stesso materiale opaco delle stromatoliti e degli pseudostromata, e suddiviso in pellicole afanocristalline intercalate a calcite chiara a struttura aciculare-radiassiale.

In alcuni casi il nucleo è dato da condroidi algali più o meno sferici, in altri da un glomerulo di calcite anaedrale di ricristallizzazione: in ambedue le occasioni la struttura complessiva risulta identica a quella delle ooliti algali di WOLF 1965; in altri casi ancora il nucleo è costituito da un foraminifero allo stadio giovanile o allo stato di frammento.

Si è notato come le ooliti maggiori (diametro sui 200 μ) e a pellicole multiple siano quelle con nucleo di condroide algale o ricristallizzato, mentre quelle di dimensioni minori (diametro sui 100 μ), oppure con una sola pellicola, siano quelle a nucleo con foraminifero più integro o un frammentino alloclastico.

La loro associazione esclusivamente con materiali di origine vegetale e la identità della sostanza delle pellicole con quella delle incrostazioni algali, indicano che esse provengono dall'attività di alghe incrostanti su nuclei molto minuti.

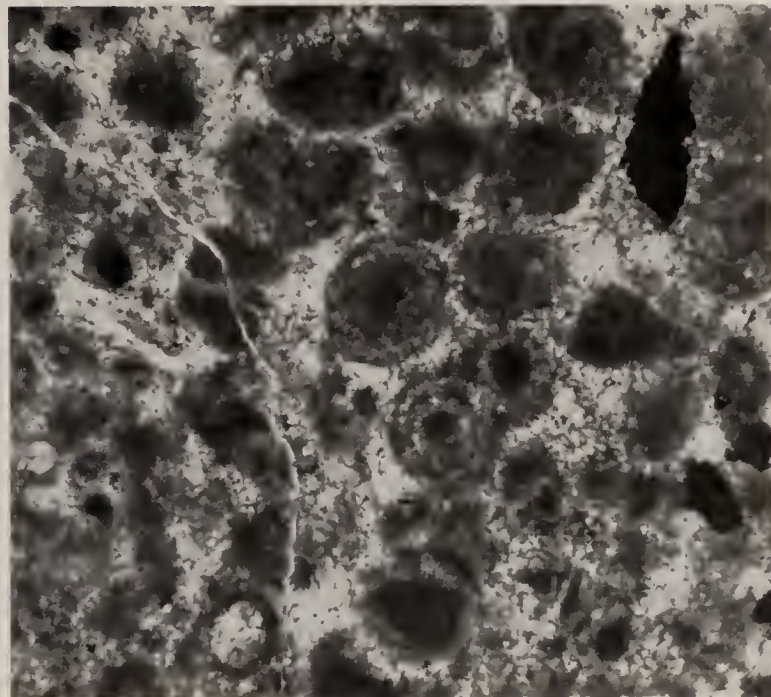



Fig. 20. — Ooliti algali associate a condroidi di frammentazione algale nell' intervallo *a* di cava Mentasti. Solo polarizzatore, × 150.

B) Strutture di deposizione meccanica.

In rocce come quelle di Gozzano depositatesi in ambiente ad alta energia, tipiche di facies appena subcotidali e soprattutto inter-sopracotidali, la deposizione clastica prevale sia in assoluto che in relativo ed interessa sedimenti di grana da fine (pochi micron, come nelle calcisiltiti) a grossolana e macroscopica, grani la cui genesi si è realizzata in precedenza. La disposizione secondo leggi gravitative ed idrauliche si attua sia esternamente, sulla superficie libera superiore del sedimento (cioè all' interfacie), sia internamente, nelle cavità di origine varia all' interno del sedimento.

I caratteri spaziali del tessuto petrografico delle rocce liassiche di Gozzano permettono una suddivisione delle strutture di deposizione meccanica almeno in due gruppi più importanti: uno che riguarda le strutture con caratteri tali da indicarci l'orientamento del vettore gravità (*geopete*) l'altro che riguarda le strutture dovute a

correnti, e nel quale sono talvolta ripetuti più o meno completamente motivi già rientrabili nel primo.

1) *Strutture geopete.*

Le strutture deposizionali geopete che si sono reperite a Gozzano sono sia di ordine macroscopico che di ordine microscopico.

a) Fra quelle di ordine macroscopico sono anzitutto da menzionare: l'allineamento e la successione verticale di bande chiare a frammenti coralligeni, di lenti rosse a maggior concentrazione di componenti eruttivi e la disposizione lenticolare delle principali intercalazioni arenacee rosse, che hanno permesso fin dall' inizio di riconoscere la stratificazione, elemento geopeto primigenio per le rocce sedimentarie.

Fig. 21. — Struttura geopeta di arenarie rosse d'ambiente inter-supracotidale, insaccate in una fessura beante nei calcari coralligeni del colle.

Fig. 22. — Struttura geopeta di arenaria nella cava Mentasti. I banchi superiori (corrispondenti in spessore alle dimensioni del martello) risultano incurvati verso il basso; quelli inferiori risultano scollati (in corrispondenza della terminazione dell'attrezzo) e divaricano diminuendo l'angolo fra la loro stratificazione e l'asse longitudinale delle fessure.

Ma la più interessante è certo quella di riempimento di certe cavità nelle cave e alla base del colle (Fig. 21, 22).

Sul taglio verticale del fronte della cava minore si possono controllare diverse manifestazioni di un interessante episodio deposizionale. La parete è costituita da calcari intraclastici di color rosa, riccamente maculati di bianco per calcite spatica e di bruno-rossiccio per arenaria.

Qualcuna delle macule brune ha forma triangolare e presenta festoni centimetrici dovuti chiaramente a stratificazione gradata dell'arenaria. Detti festoni risultano attualmente inarcati, cioè con concavità rivolta in basso (Tav. I, n.t., fig. 1).

Dovendosi escludere qualsiasi pieghettatura degli strati di roccia incassante, controllando come la componente arenacea ripeta fedelmente le caratteristiche delle intercalazioni psammitiche rosse parallele agli strati calcarei e alle quali queste macule sono collegate con propaggini filoniane, la genesi degli inarcamenti con asse corrispondente all'altezza del vacuo triangolare non può essere altro che quella di un richiamo di sedimento verso cavità imbutiformi che si aprono e s'allargano contemporaneamente, o appena il sedimento stesso si è depositato e non è ancora ben cementato.

Il richiamo in cavità via via allargantisi, nonchè la compattazione delle particelle sedimentarie più basse sotto effetto del carico sovrastante, producono insaccamento e progressivo affondamento dei sedimenti semisolidi e la disposizione della sabbia non ancora cementata secondo angoli di scarpa via via più ripidi sulle pareti della roccia incassante; tutto ciò si riflette in una disposizione a bande lenticolari o a festoni concavi coll'asse della sella sulla verticale, disposizione consona ad una struttura geopeta.

Il fatto di poter trovare oggi concavità rivolte verso il basso, anzichè verso l'alto, è solo in funzione della giacitura attuale del complesso roccioso in cui queste strutture sono inserite e dallo orientamento della sezione che le mette in evidenza.

Talvolta il sedimento arenaceo mostra veri e propri divaricamenti intrastratali con orientazione diverse dei banchi o dei festoni al di qua e al di là della zona di separazione (zona che però non

è vuota ma che è occupata da argillite rossa polverulenta di alterazione). Tale fenomeno è con ogni probabilità dovuto ad allargamenti alla base della cavità imbutiforme posteriori al riempimento e quando i sedimenti arenacei erano già consolidati (fig. 22).

b) Fra le strutture geopete di deposizione meccanica rilevabili solo al microscopio meritano menzione quelle che si sviluppano in cavità interne, di cui sono presenti a Gozzano tre tipi principali:

1) quello determinato da fratturazioni disgiuntive;
2) quello determinato da dissoluzioni o da azioni fisiche dovute a correnti;
3) quello di natura organogena.

Fig. 23. — Origine della struttura geopeta delle arenarie rosse di ambiente inter-supracotidale in corrispondenza di fessure del substrato.

A - fase iniziale di deposizione, con fessurazione incipiente del substrato;

B-C - fasi successive di deposizione e di insaccamento per progressivo allargamento e approfondimento della fessura; *l. mg.* = livello raggiunto dalle mareggiate.

1) Le strutture geopete legate al primo tipo di cavità sono le ripetizioni in scala ridotta di quelle macroscopiche e si esprimono soprattutto con la gradazione del sedimento intruso in fessure o in sacche intercomunicanti.
   Esse sono reperibili in tutti gli affioramenti.

Nel caso che la frattura produca molti poliedri della roccia incassante, una completa strutturazione geopeta del sedimento intruso viene resa impossibile e rimane solamente abbozzata in loculi protetti.

Ove invece la frattura produca pochi poliedri, le strutture geopete microscopiche ripetono motivi più definiti, come ad esempio disposizione di sedimento in festoni concavi e gradazione nelle venute di materiale detritico.

Nel caso di fessurazioni molto strette, poco o mediamente inclinate come ad esempio quelle lungo giunti di contrazione nelle mm-ritmiti domeriane del colle, la struttura geopeta viene attuata tramite calcisiltite e si risolve in un'otturazione completa del vano nelle parti terminali del condotto, nonchè con un graduale assottigliamento dello spessore accumulato verso la stessa apertura (Tav. I n.t., fig. 7).

2) Le cavità di dissoluzione ospitanti sedimenti a struttura geopeta sono rilevabili in tutti gli affioramenti di Gozzano, ma con maggior frequenza in quelli alla sommità del colle.

Per fenomeni di microcarsismo dovuto a soluzioni circolanti desumibilmente iposaline, si formano in rocce micritiche e calcisiltitiche e, in prossimità di fratture postdiagenetiche, cavità poligonali irregolarissime che occupano un'area da pochi mm^2 a qualche cm^2.

La maggioranza di esse è grossolanamente a fondo piatto, del tutto simile a quelle denominate « *stromatactis* » da WOLF 1965 *c*.

Esempi abbastanza chiari si reperiscono nelle zone dell'affioramento *d* alle spalle della casa colonica delle Missioni. Adiacenti a cavità riempite da materiali in giacitura discordante rispetto alla massa (« filoni sedimentari ») se ne rinvengono altre allungate, con materiale calcisiltitico stratificato a lenti.

La massa che circonda tali cavità è costituita da biomicrite calcarea con grani mediamente di 1 micron; i vacui sono emarginati in basso da sedimenti fini ed ancora detritici, che si accumulano in successione paragenetica $Kn - Kn_{+1}$ (cf. SANDER B., 1936-51) in due fasi:

1) fase di riempimento con K_1 in grani di media 0,8 micron;
2) fase ultima di riempimento, con K_2 in particelle di 1,5 micron.

Questi grani si dispongono secondo arrangiamenti geopetali e in accordo coi loro massimi angoli di riposo che possono differire anche di una decina di gradi.

Le cavità originarie erano costituite da allineamenti di sacche erosive strato-parallele, come si nota dalle strutture di corrente tipo *scour and fill* al di sotto dei riempimenti meccanici, e sono cedono l'accumulo geopeto di K_1 e K_2 rappresenta una struttura belteroporica, cioè quella che, in accordo con SANDER B., *op. cit.*, dà l'orientamento della maggior permeabilità, ed è nel nostro caso allineata secondo la stratificazione globale del complesso micritico.

Però, oltre alle cavità strato-parallele se ne reperiscono altre minori ad andamento diverso, ma

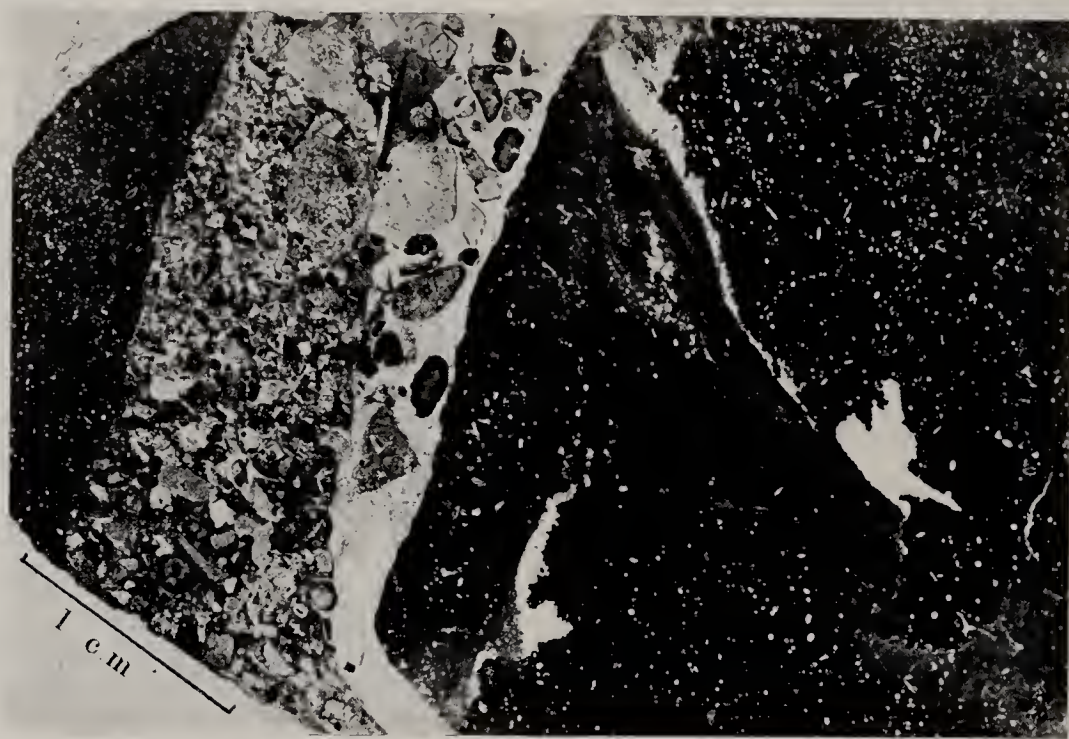



Fig. 24. — Biomicriti e calcisiltiti domeriane del colle interessate a processi di diversa origine: *a*) processi di dissoluzione interna che hanno portato alla formazione di cavità microcarsiche, riempite poi in due fasi da calcisiltite secondo leggi paragenetiche dell' ingrossamento di depositi interni successivi; *b*) processi di fessurazione meccanica con riempimento passivo di biocalcarenite dilavata in una prima fase (filone sedimentario chiaro, principale) e di calcarenite a matrice argillitica in una seconda fase (filone sedimentario scuro sul margine sinistro). La stratificazione della biomicrite è circa sulla diagonale NW-SE della foto. Si nota una delle cavità microcarsiche allungata secondo la stratificazione ed un'altra minore che però è pressochè parallela al filone sedimentario principale; in quest'ultima cavità carsica si trova un deposito meccanico interno assettato secondo il proprio angolo massimo di riposo e indicante una componente di provenienza da destra a sinistra. Ingrandimento × 6.

state ampliate nella zona superiore da microcarsismo, come si deduce dalla morfologia dendritica delle pareti sommitali.

Detto microcarsismo è probabilmente in connessione con la maggior permeabilità che si attua al limite fra le strutture di corrente summenzionate e la biomicrite sovrastante a grana più omogenea, depositatasi più tranquillamente; la dissoluzione, che praticamente è parasedimentaria, è presumibilmente legata alla diversità di progressione diagenetica fra i sedimenti all' interfacie.

In sostanza l' insieme delle strutture che presempre con fondo piatto, che debbono ovviamente essere messe in relazione ad altri processi.

Le ipotesi più probabili sono per ora due:

a) nel caso di fessure parallele a quelle più recenti e riempite in maniera filoniana dall'esterno, si può postulare un'origine da fessurazione incipiente e complementare di quella maggiore in cui si sono impostati i riempimenti;

b) nel caso di fessure oblique sia rispetto alla stratificazione che rispetto ai filoni sedimentari, si può postulare un'origine da contrazioni

per essicamento, come succede per alcuni tipi degli *stromatactis* di Wolf *op. cit.*

Ambedue le ipotesi sono plausibili, sia per la notevole frequenza della fratturazione che per il fatto di interessare sedimenti intraclastici molto ricchi di ampie plaghe a calcite spatica, facili in sedimenti di ambiente intercotidale, cioè con fanghi intermittentemente all'asciutto.

Strutture geopete molto affini a quelle suddette, ma legate a cavità più discontinue sono reperibili in rocce domeriane, ma meno accollate alle eventuali fratture con filoni (Tav. IV n.t., fig. 2).

Si tratta di riempimenti di cavità in micrite di grani di 1 micron, con sedimenti detritici in successione paragenetica di K_1 a grani di 0,5 micron e K_2 in grani da 0,75 a 1,25 micron. Il riempimento con calcite limpida di deposito chimico alla sommità della struttura belteroporica garantisce come la successione del deposito meccanico sia avvenuta su piano normale al vettore gravità, e cioè come in definitiva si tratti di una struttura geopeta. In questo caso mancano però le strutture di corrente trovate nei casi precedentemente visti; il fatto è verosimilmente legato alla mancanza di comunicazioni dirette fra le cavità e le fratture contigue di riempimento filoniano.

La dissoluzione si orienta preferenzialmente al limite fra bande a diversa granulometria, all' interfacie superiore del sedimento più basso.

Al di sopra di sacche dovute ad erosione d' interfacie e grazie alla protezione di frammenti scheletrici di discrete dimensioni, si possono ritrovare plaghe microscopiche a calcisiltite in arrangiamento geopetale e in successione paragenetica. (Tav. IV n.t., fig. 3).

Casi del genere sono reperibili ad esempio nei livelli lotharingiani, ove frammenti di coralli sovrastano cavità erosive in micrite, nelle quali ultime il sedimento detritico in grani di 0,8-1,5 micron viene sepolto da altro con particelle di 2-2,5 micron.

In questo caso il riempimento della cavità è stato totale e non ha lasciato vacui che la calcite di deposito chimico potesse obliterare.

Il controllo sull'orientamento del vettore gravitativo viene allora fatto non più sulla struttura in esame, ma su strutture vicine; nell'esempio illustrato in Tav. IV detto controllo è stato fatto su cavità comprese nella bioclastite che sovrasta con contatto erosivo il complesso micritico ospitante il litoclasto coralligeno.

3) Microstrutture geopete di deposito meccanico e sviluppate in cavità interne di natura organogena sono reperibili nella porzione a coralli del Lotharingiano. Tanto le madrepore ancora in posizione di crescita, quanto i loro frammenti scalzati presentano varie cavità all' interno della colonia, dovute al fatto che non tutti i singoli coralli crescono accollati strettamente l'uno all'altro, ma si raggruppano in cespi singoli che si sviluppano indipendenti e che si divaricano reciprocamente.

In questi vani, azioni erosive di alghe carianti o di correnti, o forse anche di acque circolanti, iposaline, asportano frammenti minuti di scheletro, che vengono depositati al fondo della cavità. (Tav. IV n.t., fig. 4).

La sedimentazione normale contribuisce ovviamente al riempimento di queste cavità, dimodochè in dette si trovano associati i due tipi di deposito.

Le strutture geopete di un tal complesso sedimentario si rivelano nella gradazione e nella geometria: quelle rivelate con la gradazione sono date dall'alternanza dei sedimenti di un dato tipo con quelli di un altro, alternanza che non rivela cause ritmiche ma solo intermittenze casuali; quelle rivelate con la geometria del sedimento sono date dalla forma delle successive bande di deposito, globalmente concave.

In ogni tipo di sedimento interno la distribuzione granulometrica avviene ancora secondo modalità che esprimono il senso del vettore gravità, e cioè con una localizzazione dei grani maggiori sulla periferia del truogolo determinato dalla concavità del vano, e di quelli minori al centro: infatti in sezioni equatoriali di coralli in posizione di crescita che taglino la cavità a metà della sua altezza, si nota la prevalenza di grani più grossolani ai margini e di quelli più fini in mezzo.

In alcuni frammenti di madrepore giacenti coll'asse d'accrescimento in posizione parallela alla stratificazione, il deposito meccanico interno ha ancora un arrangiamento geopetale a polarità verticale: ciò dovrebbe indicare che i vari grani si sono adattati alla giacitura del frammento coralligeno *dopo* il suo definitivo assetto nel sedimento inglobante e, di conseguenza, che non erano ancora intervenute azioni diagenetiche cementanti. (fig. 25).

2) *Strutture da corrente.*

Accanto agli episodi di sedimentazione con arrangiamento geopetale, si reperiscono, e specie nei terreni domeriani del colle, diverse strutture da corrente. Modalità svariate interferiscono recipro-

camente dando effetti combinati, dimodochè anche in un singolo campione è possibile reperire manifestazioni plurime derivanti dalla stessa causa che è la corrente.

Un episodio abbastanza frequente è quello dell'*erosione d' interfacie* che si esplica in modo più o meno accentuato.

A volte il risultato è apprezzabile solo alla scala microscopica, a volte invece risulta diagnosticabile anche alla sola osservazione di campagna.

Un esempio macroscopico è dato dalla laminazione obliqua visibile nei terreni alle spalle della casa colonica (affioramento *d*), che mostra disposizione dei sedimenti arenacei e calcisiltitici a *foresed-bed* associata ad intraclasti, e a vacuolosità ad « occhio d' uccello » riempite da calcite spatica.

Ogni letto taglia obliquamente i precedenti lungo superfici erosive indubbiamente dovute a corrente.

I suddetti episodi a foreset-bed con erosione d' interfacie hanno dei precedenti a scala microscopica espressi da lamine calcisiltitiche che ne troncano altre con angolo nettissimo, e che a loro volta vengono troncate da lamine parallele a quelle sottostanti, la cui struttura a fiamma sulla base indica persistenza di correnti — seppure a caratteristiche differenti —. (Tav. IV n.t., fig. 5).

Un'altra struttura espressa dalla capacità delle correnti è quella tipo *scour* & *fill* nelle rocce dell'affioramento più alto del colle. Ivi è possibile osservare come grani calcisiltitici e arenacei si siano deposti seguendo la traccia di cavità scavate dalla corrente e abbiano poi concluso l'episodio con una copertura ad interface netta e a forma convessa. (Tav. III n.t., fig. 7).

La presenza di intraclasti grossolani mal ammantati da questi grani, e la globale gradazione inversa nella laminazione calcisiltitica e calcarenitica, indicano che l'ambiente era di mare molto sottile e prossimo a fondali emersi.

C) **Origine della calcisiltite.**

Nello schema di nomenclatura adotato nel presente lavoro (cfr. tabella 1) si fa una distinzione, per quanto riguarda le particelle fini, fra materiali depositati meccanicamente e materiali di precipitazione chimica.

Fig. 25. — Frammento coralligeno giacente coll'asse di accrescimento parallelo alla stratificazione. Le cavità sono tappezzate da mosaico di cristalli euedrali a drusa ed occupate parzialmente da calcisiltite in arrangiamento geopetale. Ingrandimento × 6.

Grani interpretati di origine chimica sono quelli da 3-4 μ in giù che presentano una discreta omogeneità strutturale, cromatica e di contorno e che insieme formano una matrice opaca e uniforme.

Grani interpretati di genesi detritica sono quelli da frazioni di micron in su, ma a diverso contorno, diverso colore, diversa densità e, per ciò che riguarda quelli la cui struttura è diagnosticabile, di diversa origine, e i quali tutti formano una matrice poco uniforme e a bande di diversa densità.

Per le rocce liassiche di Gozzano è stata investigata la genesi della calcisiltite di matrice e si sono trovate tre cause:

a) da frammentazione plurima di alghe;

b) da triturazione di impalcature organogene;

c) da erosione di rocce e di impalcature organogene.

In ogni caso si tratta di una rimozione di particelle e del loro successivo deposito, e quindi alla fine di un fatto d'ordine meccanico, che giustifica la posizione di questo paragrafo nel capitolo sulle strutture di deposizione meccanica.

A) Il caso, della derivazione da alghe è ben rilevabile in certe aree degli stromatoliti illustrati in fig. 19 e degli intraclasti condroidali di Tav. II n.t., fig. 5.

Un ingrandimento della prima figura mostra come il tessuto d' incrostazione algale di una singola lamina venga diradato con intensità crescente dalla base alla periferia (fig. 26).

Nelle parti più interne il fatto si riduce ad una diminuzione di densità delle particelle componenti il tessuto (una calcite opaca in masserelle irresolubili ad un normale microscopio da petrografia), in quelle centrali ad una lacerazione in corpuscoli condroidali, in quelle esterne ad una rimozione totale degli stessi.

Questi corpuscoli si presentano in tre classi:

— una prima, a grani da 1 a 70 micron, di forma irregolarissima e variabilissima;
— una seconda a grani condroidali di 100-200 micron;
— una terza a corpi di dimensioni maggiori e di forma botroidale o poligonale.

Sono i grani della prima a disperdersi più facilmente e a lasciar posto agli altri, i quali vengono così a trovarsi occasionalmente isolati e a costituire plaghe pellettoidali o a botroidi.

Quelli più minuti costituiscono allora la matrice in cui si troveranno immersi i frammenti clastici maggiori della roccia.

B) Nelle lumachelle delle intercalazioni arenacee rosse di Gozzano il tritume di tante parti scheletriche si presenta secondo determinate classi granulometriche già analizzate nel capitolo precedente.

Ci sarebbe però da aggiungere un'altra classe, quella dei frammenti di qualche decina di micron, di uguale origine.

Di questi frammenti minuscoli, la maggior parte è stata ricristallizzata e fa ormai parte del fondo calcitico-spatico nelle aree libere da clasti grandi e da pelite terrigena; una minima parte è invece rimasta inglobata nella argillite ossidata, ed essendo stata risparmiata dal neomorfismo, rivela la sua origine: si tratta infatti di frammenti poligonali di echinodermi e di molluschi mineralogicamente identici a quelli maggiori costituenti lo scheletro delle arenarie.

Se non fossero intervenuti i processi di ricristallizzazione o l'arrivo di composti terrigeni, tali grani di struttura rigida frantumata avrebbero fatto parte di una matrice detritica (calcisiltite).

Nelle lumachelle dell'orizzonte a molluschi e brachiopodi sul versante SE del colle si vede, nel mezzo della struttura geopeta determinata dai gusci, dal loro deposito interno calcisiltitico e infine dalla calcite spatica occludente i vacui sommitali, come il fine elemento detritico mediano abbia grani costituiti da frammenti di conchiglie, di dimensioni di qualche decina di micron.

Dunque, anche in tal caso una parte della calcisiltite (in questa occasione non più di matrice, ma di riempimento) è derivata da frammentazione di strutture organiche.

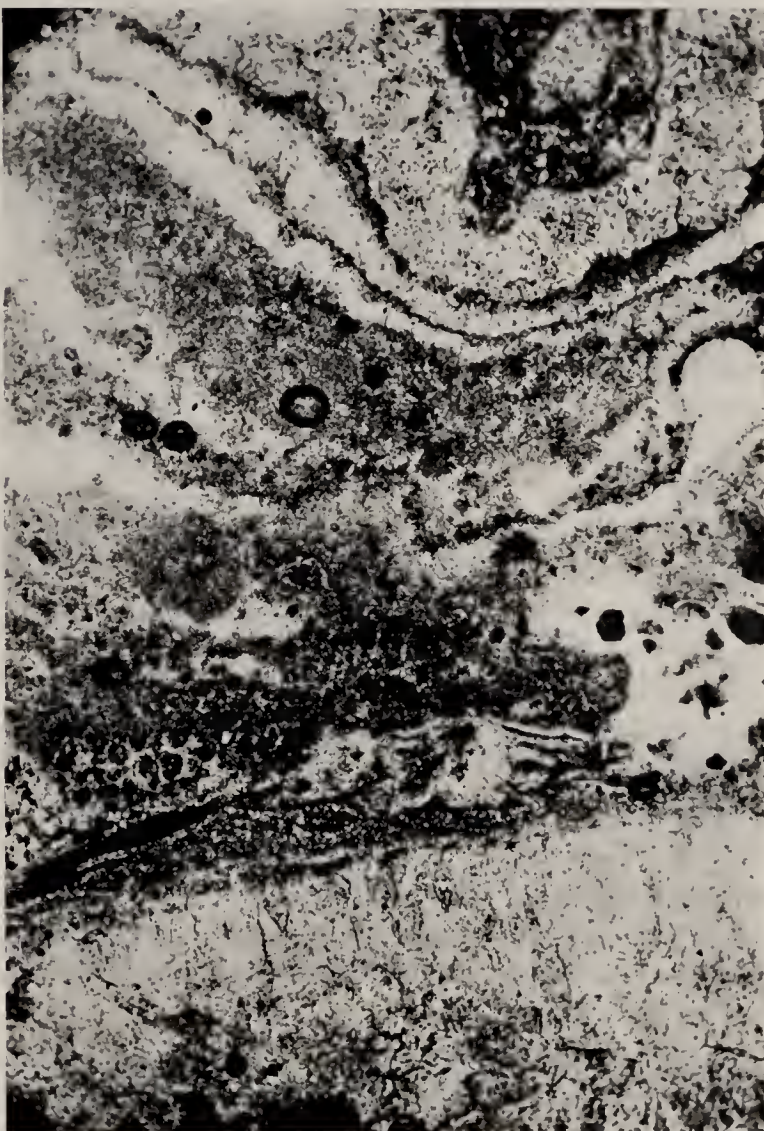



Fig. 26. — Particolare della fig. 19. Sul margine di un frammento coralligeno in giacitura subprimaria si è sviluppata una struttura stromatolitica, la quale però risulta frammentata in corpuscoli poligonali, in condroidi e in elementi amorfi di pochissimi micron. Questi corpi detritici algali, una volta allontanati dal luogo di origine, dispersi ed intrusi negli spazi intergranulari della roccia circostante, costituiscono una notevole percentuale della matrice calcisiltitica.
Foto al solo polarizzatore.

L'accatastamento delle conchiglie, che nonostante le plaghe di calcite spatica è ancora evidente, fa pensare che la frammentazione sia dovuta non solamente a fenomeni abrasivi da parte della roccia del fondale, ma anche ad urti fra guscio e guscio.

C) Il caso della calcisiltite derivata da erosione fisica o chimica di strutture organiche, fa da transizione a quelli precedenti dovuti a triturazione per urto e peso.

Nelle rocce liassiche bioaccumulate di Gozzano, a frammenti notevolmente sviluppati (come coralli, grosse conchiglie) che sono reciprocamente abbastanza distanziati e il cui comportamento idraulico è pertanto diverso da quello dei grani minori o di quelli ammassati, la frantumazione in elementi più minuti non è data dal reciproco sfregamento o dal sovraccarico, bensì dall'azione abrasiva delle particelle minori — soprattutto dei litoclasti — e della concomitante corrosione di fluidi circolanti.

Nelle cavità intercoralligene è possibile distinguere il sedimento interno costituito di frammenti della stessa sostanza paretale; la struttura rigida della colonia risulta incavata in varia guisa, e le cavità minori hanno lo stesso riempimento di quella centrale.

Non c'è dubbio che la maggior percentuale di sedimento interno sia data appunto da materiale asportato dalle pareti, o causa precedente azione chimica, biochimica (alghe carianti, bacteri), o per abrasione delle particelle più dure (frammentini di porfido e di idrossidi) sospese nell'acqua.

In tutte le rocce liassiche di Gozzano una percentuale di calcisiltite deriva dalle rocce carbonatiche già consolidate: i grani in tal caso sono da classificare fra gli alloclasti. Ciò è facile lungo le fascie di transizione fra un tipo calcareo e l'altro e specie quando fra i due intercorre qualche lacuna stratigrafica più o meno ampia. Ogni volta che si verifica un episodio trasgressivo (fatto che a scala microscopica si può rilevare fin dalle più basse assise lotharingiane, come esposto in fig. 14) il sedimento superiore eredita dal sottostante frammenti calcarei di dimensioni variabili, fra i quali ci sono quelli di pochi micron che vengono a costituire una parte della matrice come elementi calcisiltitici.

D) **Cementazione**

La deposizione chimica delle rocce di Gozzano si esprime in più fasi, di cui una sola, quella che porta alla produzione di particelle micritiche, è strettamente singenetica, primaria, non si esplica in strutture particolari ma solo in un accumulo di matrice omogenea; le altre invece sono postdeposizionali e portano a risultati identificabili con delle strutture peculiari.

I termini della cementazione nelle rocce liassiche in esame sono di caratteristiche tali da poterla differenziare in due categorie: cementazione *esterna* e cementazione *interna*.

La cementazione esterna è quella che si attua su superfici libere e non racchiuse in cavità.

Nelle rocce di Gozzano sono stati individuati due tipi di superfici libere:

a) quello di superfici esposte a condizioni subaeree;

b) quello delle superfici dei grani.

Il caso delle superfici subaeree pare realizzarsi nei grossi clasti stratificati inclusi dell' intervallo *b* di cava Mentasti.

In corrispondenza della zona di separazione fra due piccoli cicli sedimentari si reperisce una fascia larga da 4 a 7 mm con calcite spatica in cristalli subedrali, racchiudente residui intraclastici e alloclastici più o meno ossidati.

La posizione di questa fascia calcitica a cavallo fra due fasi di sedimentazione distinte, di cui la inferiore a chiusura regressiva e la superiore in posizione trasgressiva, nonchè la presenza di corpi clastici piuttosto alterati, sembrano provare che essa si sia formata in condizioni subaeree e che includa residui di una crosta calcitica ossidata che la velocità della trasgressione non ha fatto in tempo a disgregare totalmente.

L'altro tipo di cemento su superfici libere è quello *intergranulare* reperibile attorno ai clasti di sedimenti ad interfacie nettamente definite.

Nella parte basale della serie di cava Mentasti, e precisamente sui granuli organogeni alla base di un piccolo ciclo sedimentario, si rinviene una serie di aureole di calcite fibrosa che si protende ad invadere aree poligonali intergranulari piuttosto vaste.

Tale calcite fibrosa si presenta con due generazioni di aciculi radiassiali: la prima è costituita da una frangia sottilissima e opaca; la seconda, da un'altra frangia spessa almeno il triplo e con calcite perfettamente limpida (fig. 27).

E' possibile che la genesi della calcite fibrosa sia in relazione con intermittenti squilibri fra fasi mineralogiche metastabili preesistenti e i fluidi circolanti durante la diagenesi, come postulato per strutture analoghe da MASSARI 1968.

Il fatto che tale fibrosità si riscontri solo in una stretta zona limitata in basso dall' interfacie fra due sedimenti di diversa granulometria, cioè nel nostro caso in prossimità del limite fra le brecciole e le intraspariti più minute, lascia pensare che tali squilibri siano in relazione a tensioni superficiali dei granuli immersi nell'acqua marina e scambi fra grani e liquido interstiziale.

Fenomeni analoghi si reperiscono anche in terreni domeriani di facies un poco diversa.

Nelle calcisiltiti a laminazione obliqua del versante sud del colle, alcuni intraclasti calcisiltitici prossimi a superfici di discordanza erosiva risultano ammantellati da una fasciola di calcite fibrosa, che è di prima generazione rispetto a calcite spatica adiacente (fig. 28).

La cementazione interna è quella attuantesi entro vani che possono o meno essere isolati dall'esterno.

A Gozzano se ne riscontrano tre tipi:

a) quella intralaminare;

b) quella di cavità;

c) quella di frattura.

Il cemento *intralaminare* si ritrova in corrispondenza di superfici di discontinuità strutturale, ed è contemporaneamente di tipo belteroporico.

Le occasioni più frequenti di deposizione si attuano nelle rocce domeriane del colle, all' interno di strutture tipo « scour & fill » e di superfici erosive.

Nel primo caso il cemento è subedrale ed equidimensionale, negli altri casi è fibroso aciculare. E' probabile che la differenza di struttura cristallina sia in relazione alla minor o maggior precocità diagenetica: attualmente in aree localizzate e di ambiente intercotidale avviene una cementazione precoce aragonitica (Ball 1967) connessa con la possibilità che il fondale possa rimanere immobile per un certo tempo grazie ad organismi stabilizzanti (ad esempio alghe); in una fase diagenetica successiva si può poi realizzare l' inversione in calcite senza disturbare l'abito dei cristalli aragonitici.

Un caso peculiare di cemento interlaminare è quello dei partimenti interlamellari negli stromatoliti. Sia negli stromatoliti ad emisferoidi più o meno arricciati per essicamento che in quelli appiattiti, gli intervalli interlamellari presentano calcite fibrosa radiassiale; è probabile che la genesi sia legata a fenomeni di inversione di aragonite in calcite per sostituzione paramorfa mediante soluzione-rideposizione in piccola scala, fatti che si possono verificare sia in seguito a sta-

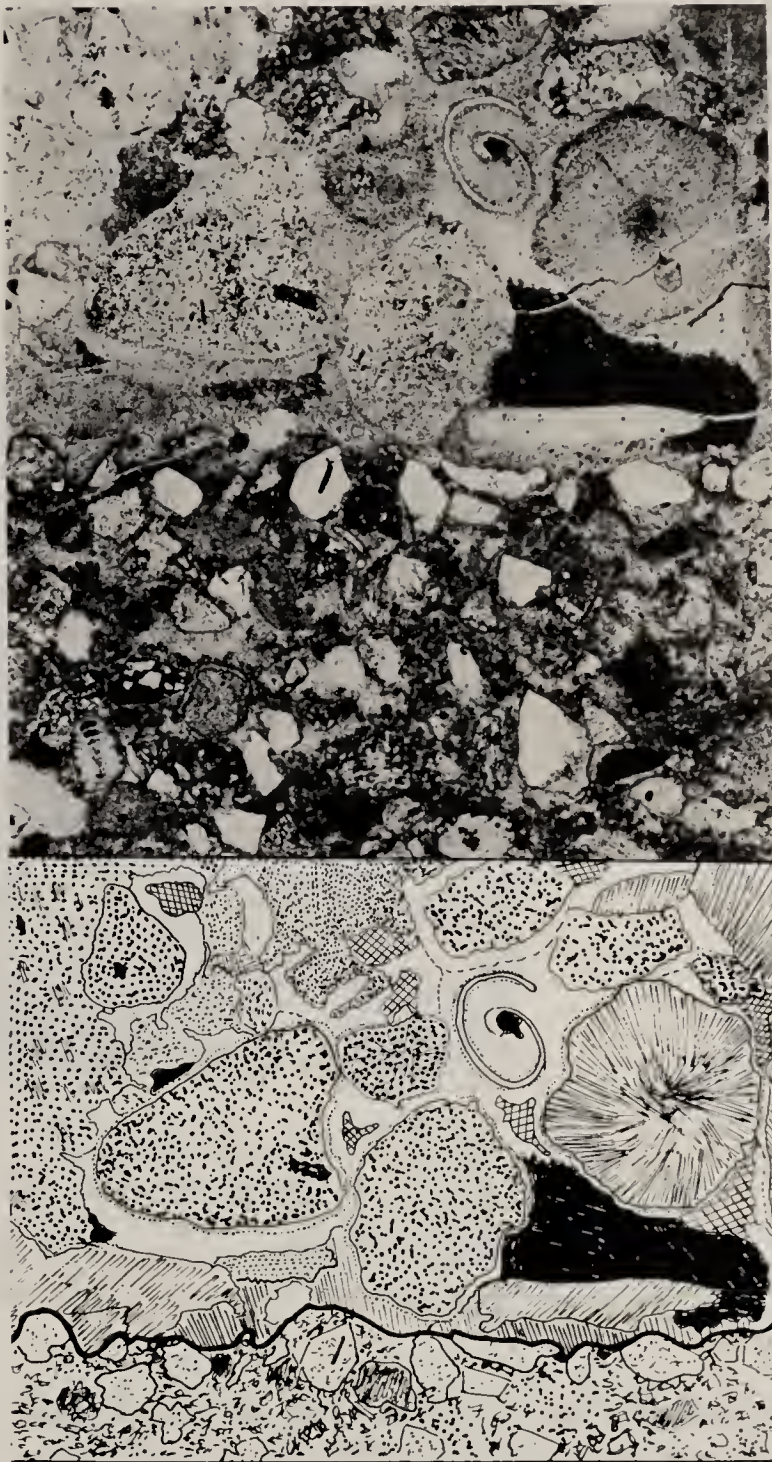



Fig. 27. — Ingrandimento di parte della fig. 14, nella zona di separazione fra due cicli sedimentari nelle calcareniti spatiche dell' intervallo *a* di cava Mentasti. Calcareniti biosparitiche con *Involutina liasica* e a carattere bimodale chiudono un ciclo; biointrasparruditi a frammenti di echinodermi ne aprono un altro, si pongono in contatto erosivo sul precedente e lasciano vuoti per incompleto costipamento. Sono presenti frammenti e concrezioni di idrossidi di Fe (in nero).
Nella parte disegnata sono lasciate in bianco le due generazioni di sparite fibrosa intergranulare: una prima, sui clasti maggiori, molto ristretta, e una seconda, di contorno, più abbondante. A rombi minuti è indicata un'ultima generazione di cemento, che però è a cristalli spatici limpidi e subedrali.

bilizzazione del basso fondale per un certo periodo di tempo, secondo le risultante di BALL *op. cit.*, sia perchè il tappeto algale modifica notevolmente le caratteristiche dell'acqua marina interstiziale favorendo la mobilità ionica (LOGAN 1961).

Il cemento di *cavità* è il più diffuso a Gozzano; se ne potrebbero illustrare decine di esempi, ma bastano quelli nelle figure già presentate.

Si tratta di cementi perloppiù a carattere belteroporico oppure di drusa, in un caso a cristalli interno (Tav. II n.t., fig. 3), sono saldate in due riprese da cemento in cristalli euedrali. Dapprima si ha una generazione di cristalli a drusa spessa 300 micron, indi una seconda generazione analoga, ma di un terzo di spessore, che è coeva dei pochi cristalli subedrali di ricristallizzazione immersi nella calcisiltite interna e fatti a spese della medesima.

Le due generazioni sono ben delimitate da una linea stilolitica che segue il margine esterno della prima.

Fig. 28. — Generazioni di calcisiltiti gradate in reciproco contatto erosivo, e separate da intraclasti calcisiltitici, vacuoli vari e cementazione belteroporica basale. L'intraclasto più chiaro ha una fasciola sommitale di calcite fibrosa (disegnata a piccoli romboedri) sconfinante in aree cementate da calcite spatica in cristalli subedrali (rigato) di più generazioni.
Domeriano del colle. Ingrandimento × 5.

subedrali e solo raramente euedrali, facenti parte di una struttura geopeta, nell'altro a cristalli francamente euedrali.

I cementi di cavità con cristalli subedrali possono essere di più generazioni: allora quelli dell'ultima hanno cristalli più limpidi e più ampi.

I cementi di cavità con cristalli euedrali si riscontrano adiacenti a pareti interne drusificate con uguali abiti cristallini.

Il cemento di *fratture* si esplica nelle rocce liassiche di Gozzano con modalità comuni a quello di cavità e a quello esterno.

Molte fratture nei calcari lotharingiani orientate secondo piani perloppiù in posizione *ac* rispetto alla stratificazione e provviste di sedimento

Casi di cemento di frattura con una sola generazione sono piuttosto rari; se ne è trovata una traccia in fessure adiacenti alle lingue condroidali-oolitiche del Lotharingiano e in giunti di contrazione del Domeriano.

In ogni occasione il cemento è a cristalli subedrali equidimensionali, ben limpido e senza porosità.

E) **Ricristallizzazione.**

I processi d'accrescimento cristallino che obliterano più o meno sensibilmente i tessuti originari sono diffusi nelle rocce di Gozzano, ma fortunatamente non sono molto accentuati.

Oltre ai casi già visti di presumibile inversione di aciculi aragonitici in omologhi aciculi calcitici, la ricristallizzazione interessa quattro tipi di sedimento:

1) sedimento interno di frattura; 2) sedimento interno di cavità organogene; 3) matrice generale; 4) calcisiltite da tritume di impalcature.

1) Entro alcune fratture di contrazione parallele alla stratificazione è possibile reperire un sedimento calcisiltitico interno dovuto a microcarsismo e in arrangiamento geopetale.

Fig. 29. — Struttura tipo « scour and fill » nelle calcisiltiti del Domeriano del colle (dettaglio della fig. 7 in tav. III). Lenti di cemento belteroporico (rigato) si interpongono alle passate successive di calcisiltite e calcarenite in gradazione inversa. La parte superiore della struttura è notevolmente spatizzata (cemento lasciato in bianco).

Su tale sedimento, che parzialmente occupa il vano, agisce una ricristallizzazione che lo trasforma in un mosaico microsparitico a grani irregolari di qualche micron (Tav. IV n.t., fig. 6).

Lo stesso fenomeno si può riscontrare in altre fratture di contrazione, discordanti con la stratificazione e partenti da superfici erosive parzialmente ricristallizzate.

Il processo di ricristallizzazione sviluppato in tal maniera corrisponde ad uno dei casi di « coalescive neomorphism » di FOLK 1965.

Entro fratture con pareti tappezzate di mosaico anedrale, la calcisiltite interna viene trasformata in una massa a struttura porfiroide (« porphyroid neomorphism ») con cristalli subedrali coevi di quelli euedrali delle pareti.

2) Il sedimento interno colmante cavità organogene viene ricristallizzato facilmente in un mosaico in cui fra cristallini più o meno subedrali di pochissimi micron si sviluppano cristalli euedrali e subedrali coevi di quelli analoghi che tappezzano le pareti (fig. 31).

3) La modificazione strutturale con formazione di cristalli maggiori interessa anche le matrici libere e si risolve in un neomorfismo di coalescenza più o meno incompleto.

Nelle rocce lotharingiane e della cava minore tale fenomeno interessa la matrice in maniera meno accentuata che non in quelle domeriane del colle, nelle quali il rapporto calcisiltite-micrite è più alto. Pertanto è difficile trovare nelle rocce delle cave e della base del colle una matrice ricristallizzata a plaghe così espanse come si può invece trovare alla sommità della collina. Questo è probabilmente dovuto alla maggior percentuale di vuoti interstiziali che si ha nella matrice calcisiltitica, e quindi alla maggior possibilità nella circolazione dei liquidi e nelle azioni di soluzione-deposizione.

Un esempio di ricristallizzazione con formazione di un mosaico microsparitico da calcisiltite si trova alla base di strati a laminazione obliqua giacenti in contatto erosivo su strati sottostanti (fig. 30). Al di sopra della banda a cemento spatico subedrale in corrispondenza dell' interfacie fra due strati a laminazione differente, si può reperire una sottile striscia di microsparite poco trasparente che gradualmente sfuma nei grani di calcisiltite dei livelli a stratificazione obliqua. Tale microsparite è identica a quella entro le fessure di contrazione che tagliano gli strati.

Il collegamento e l'identità col mosaico della frattura discordante contigua sembrano indicare che il microspar alla base delle lamine oblique è di origine neomorfica.

Ricristallizzazione analoga si trova entro cavità in strati finemente calcisiltitici sovrastanti. Dette cavità mostrano una struttura geopeta con calcisiltite in basso e cemento spatico in alto; al limite superiore con la calcisiltite si trova un intervallo a mosaico di cristalli di pochi micron, che fa graduale passaggio ai grani di matrice.

Fig. 30. — Particolare delle lamine intraclastiche a microdelta del Domeriano del colle. Cemento belteroporico (rigato) occupa l'area del contatto erosivo fra lamine discordanti. Calcite ricristallizzata (a tratteggio) si trova al di sopra di quello chimico, sia adiacente al contatto erosivo, che sopra il cemento spatico di intraclasti. Ingrandimento × 5.

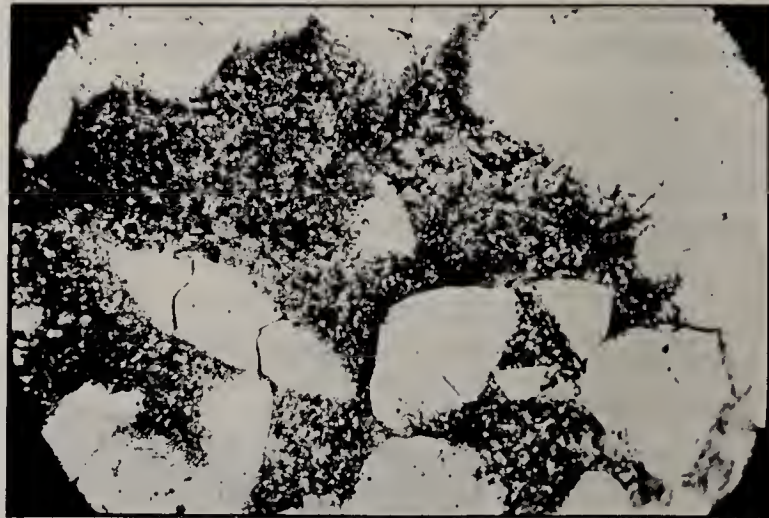



Fig. 31. — Neomorfismo porfiroide di un sedimento interno in cavità organogena drusificata, spinto fino alla formazione di cristalli euedrali.
Lotharingiano del colle. Ingrandimento al solo polarizzatore, × 150.

4) Nelle intercalazioni argillitico-arenacee ossidate della seconda facies (quella delle arenarie pelitiche rosse), il fenomeno della ricristallizzazione prende le particelle più fini di scheletro animale che non siano state inglobate dalla pelite terrigena.

I vari frammenti di molluschi e di echinodermi (anzi quasi totalmente di questi ultimi) sono parzialmente collegati da un mosaico spatico non molto trasparente, a cristalli anedrali di diverse decine di micron e contornati da un velo di limonite.

Traccia dell'originario frammento scheletrico che fece da centro d'espansione può trovarsi ancora nel mezzo del cristallo e consiste in una minuscola plaga di calcite più opaca e punteggiata di scuro.

F) **Strutture di deformazione.**

Dal punto di vista della reazione alle sollecitazioni meccaniche, le rocce liassiche di Gozzano sono potenzialmente di due tipi: rigido e semiplastico.

Quelle delle cave e della base del colle sono essenzialmente rigide; ciò dipende dalla loro impalcatura organogeno-porfirica e dalla alta percentuale di cemento spatico.

Le deformazioni più ampie si riscontrano nelle cave minori, ove la roccia appare piegata con un

raggio di curvatura di parecchie decine di metri e con variazioni di valori di pendenza sui 10° fra estremi di un arco lungo una trentina di metri.

Variazioni maggiori di giacitura si risolvono rigidamente in fratture.

Le intercalazioni arenaceo-argillitiche (seconda facies) dovrebbero, in potenza, essere abbastanza plastiche per via della matrice pelitico-terrigena.

Il reperimento di loro strati piegati con piccolo raggio di curvatura sia alla cava Mentasti che alla base del colle non dà però sufficienti indicazioni sul loro grado di effettiva plasticità post-deposizionale, perchè la piega non dipende da reazione a sforzi tangenziali, bensì da insaccamento in corrispondenza di fessure via via allargantesi durante le prime fasi diagenetiche dell'arenaria stessa.

In pacchetti di strati a più alta percentuale di elementi scheletrici rigidi e a diagenesi più avanzata, il crollo del supporto basale a causa dell'ampliamento della fessura che li ospita non viene sopportato con una loro deformazione plastica, bensì viene subìto totalmente e porta ad una fratturazione e ad un crollo anche dei pacchetti stessi.

Sempre contemporanee alle fasi diagenetiche sono le deformazioni da carico che si possono riscontrare nelle medesime intercalazioni arenaceo-pelitiche. Esempi a piccola e media scala si reperiscono specialmente nella cava minore, ove il complesso di fessure ospitanti l'arenaria raggiunge il massimo di complicazione e di ampiezza; tali esempi sono dati soprattutto dai blocchi di roccia incassante crollati dalle pareti e affondati nella psammite rossa o da alloclasti di medie dimensioni che vengono intrappolati nella sabbia ancora molto imbibita. Quando il sedimento clastico viene sovraccaricato, questi blocchetti diventano centri di resistenza; conseguentemente i vari strati superiori si induriscono e si assottigliano — per disidratazione e compattazione — adattandosi alla loro forma, quelli inferiori a loro volta subiscono la pressione localizzata e vengono anch'essi modellati secondo la forma dei clasti. (Tav. III n.t., fig. 4).

Le rocce domeriane del colle sono invece potenzialmente semiplastiche per via della minuta grana dei frammenti calcisiltitici di cui sono composte e della piccola percentuale di impalcatura spatica.

Oggi compaiono in una monoclinale, quindi il loro dislocamento pare avvenuto senza pieghettamenti a grande scala.

L'unica struttura di deformazione è stata reperita al di sopra delle mm-ritmiti del versante meridionale. Si tratta di una piccola piega positiva di 6-7 cm di ampiezza e a simmetria monoclina. Essa interessa solo la parte centrale del campione di Tav. III n.t., fig. 5, risulta scollata, si raccorda superiormente con strutture non deformate ed è interessata a fratture trasversali riempite di sedimento rosso. Verosimilmente si tratta di una pieghetta intraformazionale, la cui genesi è spiegabile osservando la superficie lucida di una sua sezione trasversale e l'andamento in dettaglio delle due fratture che l'attraversano.

Le fratture, riempite di pelite terrigena e da finissima calcisiltite rossa ricca di frammenti di alterazione subaerea su carbonati, hanno anche un tratto parallelo alla stratificazione.

La successione dei fenomeni deve essere stata questa:

a) esposizione della fanghiglia arenacea con conseguente incipiente consolidamento;

b) deformazione intraformazionale (per brusca variazione di pendìo o per scossa sismica) e formazione di fessure; nelle lamine a grana più fine le fessure assumono un andamento orizzontale, in connessione con uno slittamento facilitato dalla maggior definizione del giunto per la più bassa granulometria delle lamine calcisiltitiche più fini;

c) riempimento delle fessure medesime con siltite di alterazione subaerea e ad impasto molto fluido.

E' curiosa l'affinità morfologica di queste fratture riempite di calcisiltite argillitica rossa con quella della frattura a zig-zag nel calcare retico occlusa da marne toarciane descritta e illustrata da WENDT 1969.

Nel nostro caso la frattura è troppo adiacente alla pieghetta intraformazionale per non essere connessa con la sua genesi; e l'età del sedimento intruso è ancora Domeriano, dato che, al di sopra, la serie prosegue con rocce medio-liassiche senza la minima traccia di sedimenti più recenti, neppure nei filoni sedimentari.

Analogamente a quanto trovato nelle intercalazioni arenacee del colle precedentemente discusse, l'episodio plicativo delle rocce domeriane si è espletato nelle prime fasi diagenetiche, quando il sedimento non era ancora totalmente consolidato, e non può pertanto dare indicazioni precise sul grado di plasticità della roccia litificata.

G) **Strutture da iniezione.**

Adiacenti alle strutture geopete delle arenarie rosse, si reperiscono a Gozzano delle strutture morfologicamente molto simili ma di genesi differente.

Certe apofisi laterali delle fratture riempite di psammite prendono una direzione opposta a quella del vettore gravitativo, talvolta allargandosi e terminando in una cavità di qualche dm^3. Certe altre cavità ed i loro condotti risultano occupati totalmente da arenaria rossa in bande laminate parallele alle pareti e incurvate in corrispondenza di alcune uscite.

In tal ultimo caso la differenza con le bande ricurve in arrangiamento geopetale dovute piuttosto a collasso, è data primariamente dalla mancanza di gradazione regolata nel sedimento, e secondariamente dalla non ortogonalità dell'asse delle bande ricurve con la stratificazione della roccia incassante.

In fessure nelle quali il riempimento è dato da materiale psammitico arrossato e da blocchetti di roccia incassante più o meno trascinati via, si reperiscono salbande di arenaria circondanti i blocchetti medesimi secondo superfici subparallele al loro margine.

Questi casi sono da ritenere connessi con fenomeni di pressione che permettono la iniezione di materiali psammitici fluidificati entro le fessure, che sono di intensità tale da permettere il completo riempimento anche delle apofisi fessurali della parete o dei corpi circondati, che disturbano gli atti di selezione granulometrica delle varie bande arenacee.

TAVOLA IV n. t.

Fig. 1. — Deposito di avanscogliera prossimale ampiamente spatizzato reperibile nell' intervallo *a* di cava Mentasti. Ingrandimento × 5.

Fig. 2. — Cavità parzialmente occlusa da calcisiltite e infine cicatrizzata da calcite spatica, il tutto in arrangiamento geopetale. Altra calcite riempie zone contigue che furono già di maggior permeabilità: i processi di cementazione sono pertanto di tipo belteroporico.
Domeriano del colle. Ingrandimento × 15.

Fig. 3. — Alla base di un frammento coralligeno lotharingiano si è determinata, probabilmente causa vortici di corrente, una cavità riempita in successione paragenetica da calcisiltite in grani di media 1 micron (banda basale più opaca) e di media 2,25 micron (banda superiore).
Ingrandimento × 5.

Fig. 4. — Cavità intercoralligena (sezione normale all'asse d'allungamento del corallo) con le pareti spatizzate e con riempimento interno di calcisiltite e calcarenite derivate dall'erosione della stessa struttura organogena.
I grani maggiori del riempimento sono al margine, quelli minori al centro, per via dell'assetto concavo della superficie di deposizione. Una parte del sedimento interno è ricristallizzato in elementi euedrali e subedrali.
Ingrandimento × 12.

Fig. 5. — Struttura a microdelta con materiali calcisiltitici e calcarenitici gradati e con intraclasti biomicritici, in contatto erosivo e discordante su sedimenti di ugual composizione. Questa struttura sedimentaria è associata alla stratificazione incrociata macroscopica del tipo di quella illustrata in Tav. III, fig. 6.
Ingrandimento × 8.

Fig. 6. — Giunto di contrazione in calcareniti a matrice micritica e parallelo alla stratificazione, reperibile nella zona di transizione fra i livelli calcarenitici *e* e quelli encrinitici *f* della cava Mentasti. Vi si trova deposito meccanico di materiali derivati da erosione interna nella stessa cavità, e il quale è pressochè totalmente ricristallizzato in un mosaico traslucido di cristalli di pochissimi micron.
Solo polarizzatore, × 35.

Fig. 7. — Banda ad ooliti algali e condroidi nei piccoli cicli sedimentari di facies sublittorale nell'affioramento lotharingiano *a* di cava Mentasti.
Ingrandimento × 10.

Fig. 8. — Biomicriti del settore meridionale della cava minore solcate da fessure cicatrizzate di calcite spatica piuttosto fresca.
Ingrandimento × 5.

1
2
3
4
5
6

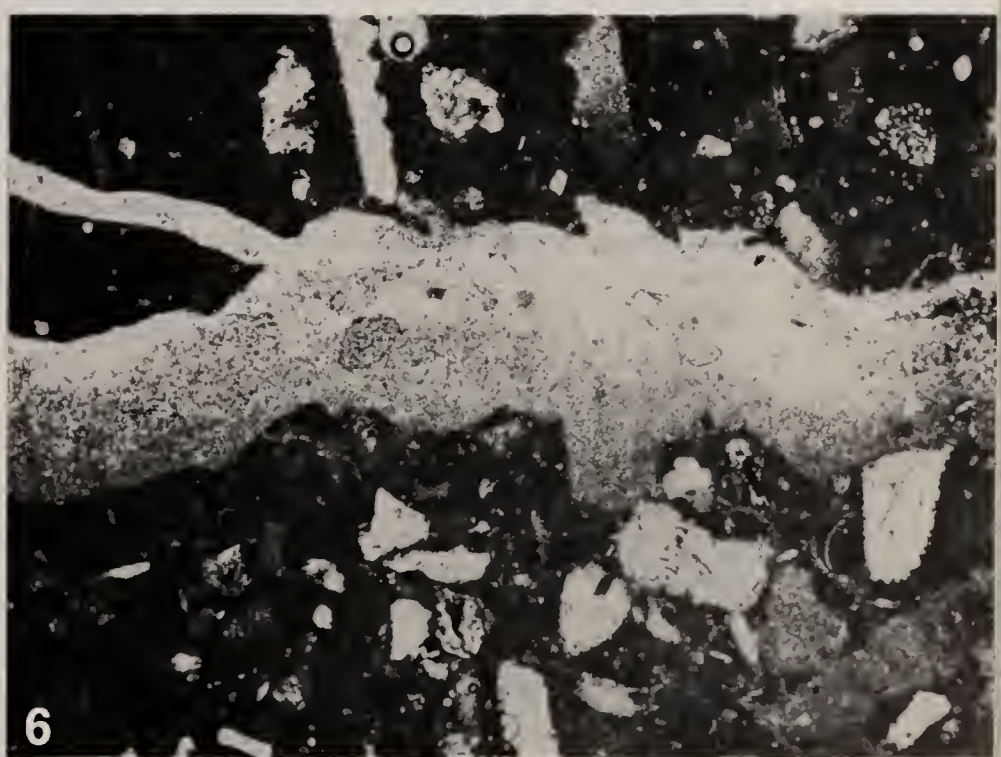
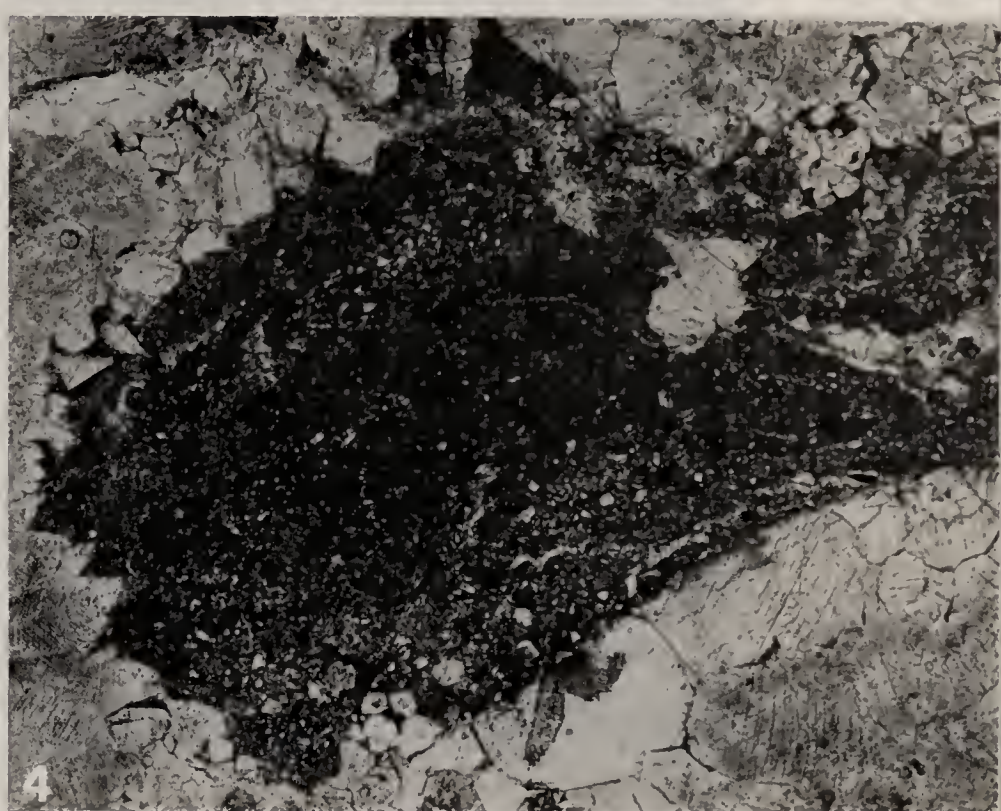
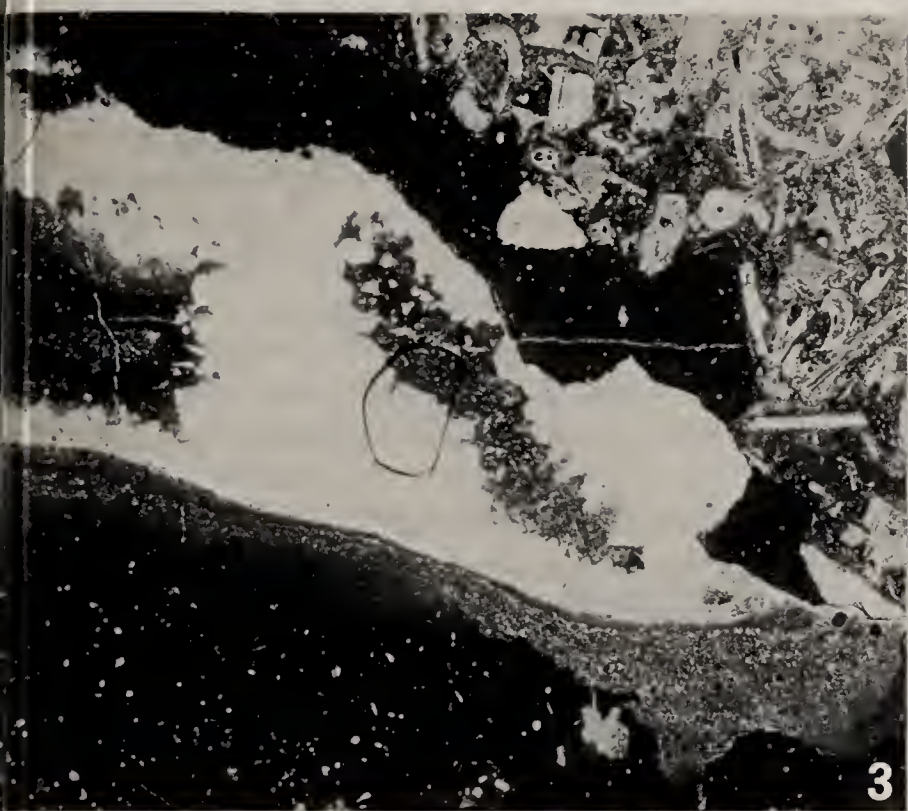
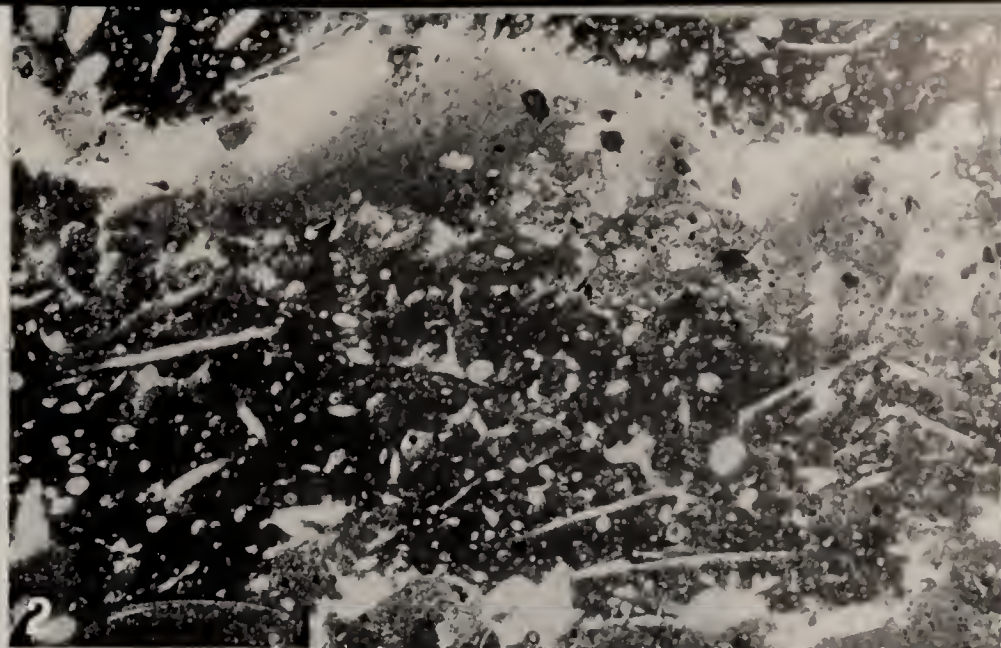



Fig. 32. — Fessure nelle rocce biogene del settore meridionale della cava minore, con riempimento di arenaria rossa. Le salbande arenacee parallele alle pareti ed incurvate in corrispondenza delle uscite a destra e a sinistra indicano una componente iniettiva nell'assetto della psammite. La stratificazione è indicata dall'allineamento delle bande bianche (date da alghe) trasversali rispetto all'asse principale della fessura. Le strie longitudinali che si intravedono sono quelle lasciate dal filo elicoidale che ha sezionato la roccia mettendone a nudo la struttura.

H) **Filoni sedimentari.**

La caratteristica macroscopica più appariscente dei calcari liassici di Gozzano è la loro maculazione e variegatura in rosso, che ne ha fatto di essi un termine economicamente sfruttabile indicato commercialmente col nome di « marmi ».

Analogamente a quanto succede per i vari calcari variegati levigabili di Arzo e di tanti altri affioramenti mesogei databili al Giurese, questa variante cromatica è data dall' intreccio di intrusioni sedimentarie di colore diverso dalla roccia incassante. Una certa varietà nelle giaciture, nelle strutture, nella composizione di queste intrusioni gozzanesi ci inducono ad un'analisi sulla loro genesi e sulle loro cause.

Il termine « filone sedimentario » viene usato con generico riferimento a qualsiasi riempimento di fessure da parte di materiale sedimentario, indipendentemente dalle caratteristiche genetiche e strutturali. (E' escluso da tale valutazione il riempimento di condotti diatremici da parte di particelle tufacee susseguente all'esplosione vulcanica). Alcuni AA. introducono una discriminante d'ordine genetico riferendo il termine suddetto solo a quelle fessure riempite per iniezione di materiale sedimentario; altri ancora introducono una discriminante d'ordine strutturale, riferendolo a fessure con materiale sedimentario non brecciato (in contrasto con quello di « filone clastico » provvisto appunto delle particolari caratteristiche dimensionali e morfologiche dei grani).

Rassegne sulla abbondante letteratura in proposito sono fatte nelle edizioni italiane più recenti ed esaurienti da SCARSELLA 1958 e da CASTELLARIN 1966.

Ma l'esame dei vari tipi di filoni descritti e delle poche nomenclature adottate ci mostra come non ci siano tuttora termini d'ordine genetico che

Fig. 33. — Fessurazione nei calcari coralligeni del colle, occlusa da arenaria e brecciola siltosa rossa di ambiente inter-supracotidale, la quale ingloba anche blocchetti calcarei staccati dalle pareti.

soddisfino all'esigenza di una classificazione unitaria e alla quale fare riferimento, pur con le limitazioni connesse ai meccanismi di messa in posto e di assetto che possono reciprocamente sovrapporsi ed interferire.

Come osserva SCARSELLA 1958 « ... Il termine inglese *dyke*, proprio della giacitura di rocce ignee, ha, come ben noto, il suo corrispondente italiano in *filone*; il termine *dicco*, invece, nell'uso italiano è propriamente riservato ai filoni più resistenti della roccia incassante, isolati da questa dall'erosione e sporgenti a guisa di muri. E' ovvio che, usando per traslato il termine *filone*, proprio delle rocce ignee, in rapporto a rocce sedimentarie, si trovino delle analogie sia litogenetiche che morfologiche o di giacitura; la maggior analogia si trova nel modo di origine, o di messa in posto quando si tratta non di fessure, diaclasi o faglie beanti riempite dall'alto per gravità, ma di iniezioni o intrusioni dal basso, per fenomeni di tipo artesiano o per una sorta di *diapirismo meccanico* o *tettonico* ».

Nella supposizione di poter allora evitare confusione o genericità, viene qui proposta una nomenclatura basata sulle modalità di riempimento delle fessure, utilizzando ancora il termine italiano *filone sedimentario*, ormai entrato nella letteratura geologica, e dei prefissi già introdotti nella terminologia dei materiali e dei fenomeni terrestri. Tentativi di creare dei neologismi accoppiando varie radici greche che esprimessero sia il tipo, sia le modalità di riempimento, non ci hanno finora soddisfatto, nè dal punto di vista fonetico, nè da quello filologico.

Eufiloni sedimentari: fessure con riempimento di materiale sedimentario tramite *iniezione* forzata. Il prefisso *eu* starebbe ad indicare l'affinità genetica con le forme filoniane dell'eruttivo, che sono appunto dovute ad iniezione. Gli esempi più noti sono quelli di sedimenti arenacei in rocce siltoso-argillose o in alternanze flyschioidi.

Parafiloni sedimentari: fessure di riempimento passivo dovuto a sola caduta gravitativa o trasporto di correnti. Il prefisso *para* starebbe ad indicare la sola somiglianza morfologica coi filoni tipici, e la loro derivazione da un fatto strettamente deposizionale. Esempi di questi filoni si reperiscono frequentemente in rocce carbonatiche di facies intercotidale e soggette a fratturazione. (Fig. 34, A-C).

Pleofiloni sedimentari: fessure ove il riempimento avviene secondo modalità diverse. Il prefisso *pleo* è posto appunto in riferimento alla diversità e pluralità dei modi di riempimento. Si avvera, ad esempio, quando nel prodotto finale si accomunano fasi gravitative e fasi iniettive. (Fig. 34, D).

Nelle rocce liassiche di Gozzano si reperiscono principalmente intrusioni sedimentarie delle due categorie *para-* e *pleofiloni*; le manifestazioni eufiloniane sono solo una semplice componente di quelle pleofiloniane o confinate in appendici salienti di fratture precedentemente riempite di sedimento.

I depositi meccanici sono di due specie: *a*) calcareniti con frammenti di echinidi e calcisiltiti sterili, tutte rosse, a componenti alterati e matrice argillitica; *b*) calcareniti chiare con abbondante cemento spatico e qualche microfossile.

La struttura connessa con fasi iniettive si rivela con lamine gradate parallele alle pareti, spesso con orientazione differente da quella di strutture geopete adiacenti, e con virgazioni delle stesse lamine.

Talvolta si reperiscono anche strutture d' iniezione molto simili a quelle geopete di collasso con lamine concave; in tal caso la discriminante fra le due possibilità genetiche consiste nella giacitura rispetto alla stratificazione della roccia incassante; se la struttura a salbande curve ha l'asse centrale non ortogonale ai piani di stratificazione, si tratta verosimilmente di una struttura da iniezione.

I pleofiloni mostrano due modalità strutturali: una prima di tipo geopetale che rappresenta una data fase (quella parafiloniana), ed una seconda di tipo iniettivo che rappresenta un'ultima fase (quella eufiloniana).

Esempi di parafiloni con materiali alterati si hanno nelle figg. 21, 22, in Tav. I, fig. 1; esempi simili ma senza materiale attaccato da agenti subaerei, si hanno nella fig. 24, ecc.

Alcuni filoni sedimentari presentano tratti di andamento paralleli alla stratificazione e risultano morfologicamente somiglianti a quelli descritti da WENDT 1965, 1969. Nel nostro caso, il tragitto originariamente orizzontale si attua in corrispondenza di lamine pelitiche e la sua genesi può essere spiegata col meccanismo di disgiunzione di strati in sedimenti a granulometria verticalmente variabile.

E' noto che nelle alternanze peliti-areniti la litificazione degli strati per costipazione avviene dapprima in quelli a granulometria più bassa (poi-

chè le areniti per litificare abbisognano piuttosto della cementazione, che in quelle condizioni è un fenomeno più tardivo). Tale diversità di indurimento aumenterà la definizione del giunto di stratificazione. Fratture successive alla costipazione ed interessanti tutta la sequenza, avranno un percorso preferenziale verso zone di minor resistenza e devieranno ove sia semmai presente una superficie di discontinuità; nel nostro caso, la superficie di discontinuità è appunto quel giunto particolare, dilatatorio, alla quale consegue il riempimento passivo da parte dei grani e la genesi di un parafilone; le altre fasi sono quelle del sommovimento dei volumi al di qua e al di là della frattura, che in diversi settori può esprimersi con un riavvicinamento degli stessi, con effetti di tipo compressivo sulla fanghiglia già introdotta nelle cavità e conseguente comportamento attivo di iniezione con rimescolamento e disturbo delle strutture precedenti.

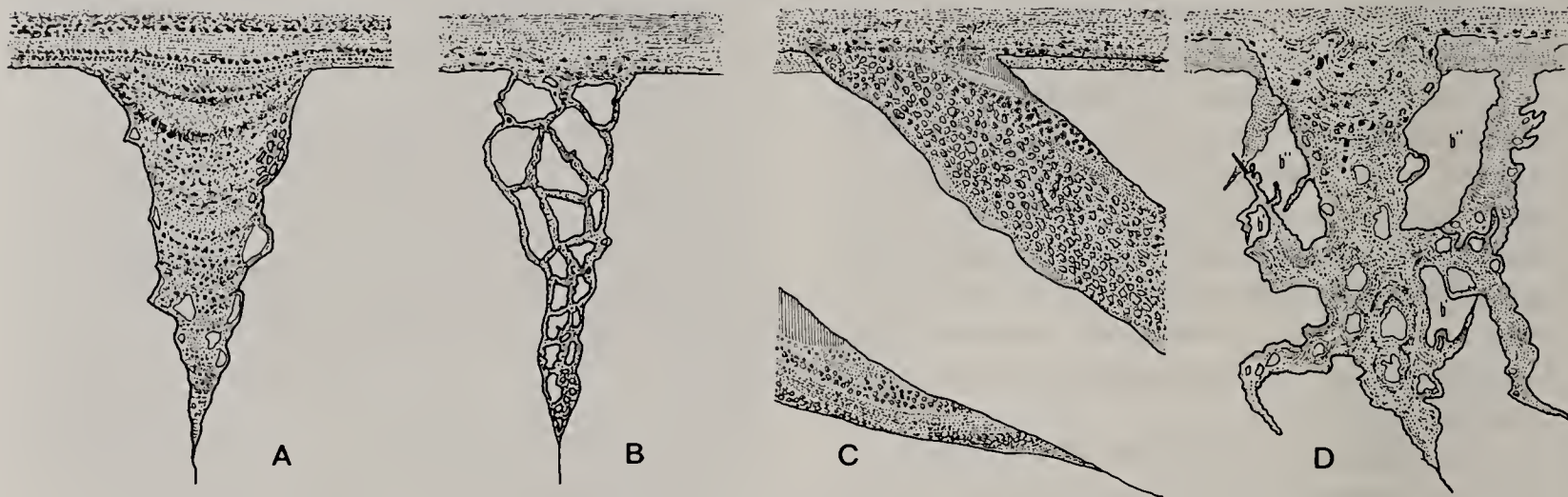



Fig. 34. — Schemi di filoni sedimentari ripresi da casi reali.
A - Parafilone in calcari, formato da sedimenti arenacei rossi in arrangiamento geopetale. B - Parafilone sedimentario con struttura brecciata per moderata distanza reciproca dei frammenti di roccia incassante staccatisi dalle pareti. C - Due parafiloni con riempimento di materiale arenaceo e calcisiltitico in varie riprese e probabilmente influenzato da correnti. I vani superiori rimasti originariamente vuoti sono ora occlusi da cemento spatico (a righe). D - Pleofiloni di diversa generazione e ricchi di apofisi orientate in tutti i sensi, che si intersecano e determinano così una struttura brecciata tipica dei « marmi brecciati » giuresi.
La fase di riempimento passivo e del successivo allargamento della frattura è dimostrata dall'insaccamento dei festoni arenacei nella parte medio-superiore del filone. La fase iniettiva (fase eufiloniana) è denunciata dall'orientamento capriccioso delle apofisi — specie di quelle che si dirigono verso l'alto —, dal riempimento delle stesse apofisi salienti, dal ripiegamento delle psammiti nella parte superiore e dall'adattamento di salbande arenacee alla sinuosità delle pareti e dei bocchi interni. *b'* = blocchi scheletrici della « breccia » isolati, sul piano della sezione, dalla saldatura di apofisi filoniane; *b''* = blocchi scheletrici isolati dall'intersezione di filoni di generazioni diverse.

e sarà proprio questa a definire il tragitto della frattura. Nel vano così aperto si può intrudere, in una o più fasi, un sedimento ancor idroplastico, a dare origine ad un filone sedimentario che avrà un percorso parallelo alla stratificazione.

La giustificazione genetica dei vari tipi di filone è data sia dai diversi comportamenti idraulici dei materiali di riempimento, sia dalle successioni dei movimenti delle rocce incassanti.

La realizzazione delle due fasi, gravitativa o traslatoria per correnti prima ed iniettiva dopo, che portano alla formazione di un pleofilone, è probabilmente dovuta alle modalità di assetto reciproco dei blocchi di roccia incassante: la prima fase è quella della creazione di fratture di tipo

La causa delle spaccature nella roccia può essere data dalla contrazione di fanghi emersi (perloppiù in seguito ad essicamento) o dai moti tettonici distensivi così frequenti nel Lias (mancano invece elementi in favore di eventuale carsismo a scala macroscopica).

Nel primo caso le fessure hanno pareti parallele per la quasi totalità del percorso, non sono più larghe di qualche millimetro, si allungano in verticale ed obliquamente al massimo per 5-6 cm, e la modalità del loro riempimento esprime solo fatti gravitativi o per corrente; esse danno quindi origine a sottili parafiloni sedimentari.

Nel secondo caso le fessure sono a cavernosità variabile, spesso sono imbutiformi, sono sviluppate verticalmente per centimetri o addirittura, ecce-

zionalmente, per metri, e il loro riempimento avviene sia gravitativamente, sia per corrente, sia con strutture di tipo iniettivo; esse danno quindi origine a *para-*, *eu-* e *pleo*filoni sedimentari, che caratterizzano i calcari della facies di soglia e delle piattaforme liassiche prealpine.

La presenza di generazioni diverse ma cronologicamente molto vicine di filoni (se ne hanno partenti da straterelli distanti pochi centimetri) è una prova della bassissima profondità e della conseguente frequenza all'emersione dei fondali — anche per sole cause eustatiche.

Fig. 35. — Pleofilone sedimentario con arenaria rossa nel settore meridionale della cava minore. La fase parafiloniana è documentata dall' inarcamento delle salbande arenacee sul lato sinistro della foto, salbande il cui asse è normale alla stratificazione della roccia incassante. La fase iniettiva (eufiloniana) è documentata dall'adattamento delle salbande contro le pareti e dallo strizzamento nella zona centrale.

Strettamente connessa con la genesi dei filoni sedimentari è la brecciatura grossolana dei calcari coltivati come « marmo brecciato ».

La componente scheletrica più grossolana della roccia clastica che si ottiene dalla formazione di filoni sedimentari è data dal calcare della roccia incassante.

La delimitazione dei grossi frammenti è data, a Gozzano, sempre dalle arenarie rosse e dalle siltiti pelitiche ospitate nella fessura, ed è generata da due processi differenti.

A) Come risulta dalla fig. 34-B che schematizza la situazione di ampli filoni delle cave minori, il mosaico è dovuto alla grossolanità dei frammenti distaccati dalle pareti. La ristrettezza dello spazio fra blocco e blocco occupato dalla psammite rossa è dovuta o alla scarsa dilatazione delle fessure rispetto alla loro estensione verticale (e in tal caso le strutture della psammite indicano solo riempimento gravitativo), oppure al successivo riavvicinamento dei margini fessurali (con conseguente costipazione dei blocchi interni e strutturazione di tipo iniettivo dell'arenaria).

B) Come risulta invece nell'esempio di figura 34-D, che schematizza situazioni osservate sia nella cava minore che nelle altre località, i blocchi maggiori possono essere generati o da confluenza di apofisi distanziate della stessa fessura maggiore (*b'*), oppure da intersezioni di filoni di diverse generazioni (*b''*).

Secondo i risultati delle nostre ricerche condotte sul Lias delle Prealpi occidentali, queste sono anche le cause della brecciatura delle rocce massiccie liassiche coltivate a marmo al di fuori dell'area gozzanese.

I) Ambienti di deposizione e loro evoluzione.

Analizzando via via le varie facies petrografiche e sedimentarie, nonchè le loro successioni, si

raccolgono sufficienti elementi per una diagnosi sulla evoluzione e variazione ambientale del Lias inferiore e medio presenti a Gozzano.

1 - *Lotharingiano.*

I primi sedimenti di cava Mentasti e della base del colle sono costituiti da molti frammenti calcarei spigolosi poco elaborati e di discrete dimensioni, flottanti in una massa pelsparitica e sparitica. Si tratta di rocce ben dilavate, di ambiente ad alta energia. Le superfici erosive con cui iniziano i piccoli cicli sedimentari, i residui di corpi assoggettati a degradazione subaerea che si reperiscono in corrispondenza di quelle superfici, le lunghe lamine botroidali poco disturbate, indicano un ambiente fluttuante da intercotidale a infralitorale.

I sedimenti a coralli, a biostromi di brachiopodi, di molluschi e di alghe, ai quali si intercalano calcareniti tipo lumachella a matrice argillitica, testimoniano di un'alternanza fra situazioni intercotidal-recifali ad alta energia e situazioni supracotidali.

Le modeste dimensioni delle madrepore e le strutture da essicamento degli stromatoliti associati, indicano trattarsi di fondali molto bassi e frequentemente all'asciutto.

Fig. 36. — Tratto orizzontale di parafilone sedimentario in corrispondenza del limite fra calcisiltiti o peliti e calcisiltiti più grossolane o areniti. Domeriano medio del colle.
Ingrandimento × 10.

I blocchi di identico sedimento consolidato ed attorniati da uno schiame di ciottoli porfidici, e che si reperiscono franati in corrispondenza dei livelli *b*, indicano plaghe a sedimentazione carbonatica recente già sollevate e adiacenti al bacino. Le caratteristiche del sedimento sono quelle di avanscogliera, e l'esempio tipico è illustrato in fig. 14.

Le psammiti rappresentano un sedimento supra-intercotidale, derivato dalla erosione ed alterazione di fondali organogeni nonchè delle plaghe vulcanitiche adiacenti, ambedue emersi, e dalla rideposizione dei loro frammenti all'altezza del livello di base della sedimentazione.

La mancanza di sintomi franosi pare indicare un appiattimento della topografia, che si accorda con la frequente ripetizione e persistenza delle fasi d'esposizione subaerea espressa dalla componente ossidata delle medesime calcareniti rosse.

La riduzione della componente recifale in corrispondenza dei livelli *e*, la preponderanza di quella biostromale a resti di echinidi nei livelli *f*, la presenza di plaghe micritiche e calcisiltitiche non di-

lavate, la riduzione in frequenza e spessore delle intercalazioni arenacee ossidate, la presenza di grumetti di glauconite fra le biospariti e le biomicriti encrinitiche (a frammenti scheletrici perdippiù spesso isorientati) indicano lo stabilizzarsi di un ambiente a bassi fondali, con scarse occasioni supracotidali, non eccessiva circolazione di correnti e comunque più bassa energia che in precedenza.

Per quanto riguarda gli affioramenti lotharingiani dunque, pare assistersi nel complesso ad una evoluzione graduale da una prima situazione subintercotidale, ad una inter-supracotidale, infine ad una ultima ancora sub-intercotidale.

La differenza fra le due situazioni estreme consiste nella minor energia ambientale, che è funzione della diversa ubicazione paleogeografica: nel primo caso si tratta verosimilmente di una localizzazione in zona transizionale esterna (avanscogliera prossimale), nell'ultimo di una localizzazione in zona transizionale interna (retroscogliera prossimale).

L'appartenenza ad una medesima colonna stratigrafica di tutti questi elementi pare indicare uno spostamento polare delle facies nel tempo, da esterne ad interne.

Il settore della grotta votiva del colle, pur non presentando l'elemento « interno » delle encriniti, porta la testimonianza di una regressione finale con la diretta sottomissione dei calcari recifali lotharingiani alle calcisiltiti verosimilmente domeriane.

Questa regressione è certamente legata ad una emersione con caratteri tettonici, data la discordanza angolare fra i due terreni, la presenza di sacche erosive e la spiccata diversità ambientale dei due tipi interessati.

Ammessa la correlazione fra la serie basale del colle e quella della cava Mentasti (come sembrano indicare l' identità dello sviluppo stratigrafico e paleontologico almeno fino alla sommità dei depositi coralligeni, la stretta analogia e corrispondenza della intercalazione arenacea rossa più spessa) e data la mancanza dei tipi encrinitici anche fra gli alloclasti lotharingiani rimaneggiati dalla trasgressione domeriana, se ne deve concludere che il sollevamento della serie lotharingiana del colle sia iniziato poco dopo la sedimentazione coralligena e non abbia interessato invece, in quello stesso momento geologico, la serie delle cave maggiori.

2 - *Domeriano.*

La caratteristica petrografica delle rocce domeriane del colle sovrapposte, tramite un elemento trasgressivo, a quelle recifali lotharingiane, riflette un ambiente a bassa energia.

La struttura delle prime calcisiltiti arrossate, in strati ad interfacie moderatamente o poco definita e con accenni alla frammentazione, corrisponde a quella di sedimenti su piattaforme carbonatiche assoggettate ad alterazione subaerea. L'ambiente accresce moderatamente la sua energia in corrispondenza dei livelli *a* del colle, nei quali la struttura chiaramente intraclastica dei calcari nodulari, accompagnata da parafiloni sedimentari con materiale identico e da altri con marne siltose rosso-mattone, indica una situazione di mare sottile e condizioni inter-supracotidali.

Un aumento energetico si attua piuttosto in corrispondenza delle lumachelle rosse a brachiopodi e molluschi. La definizione dell' interfacie è

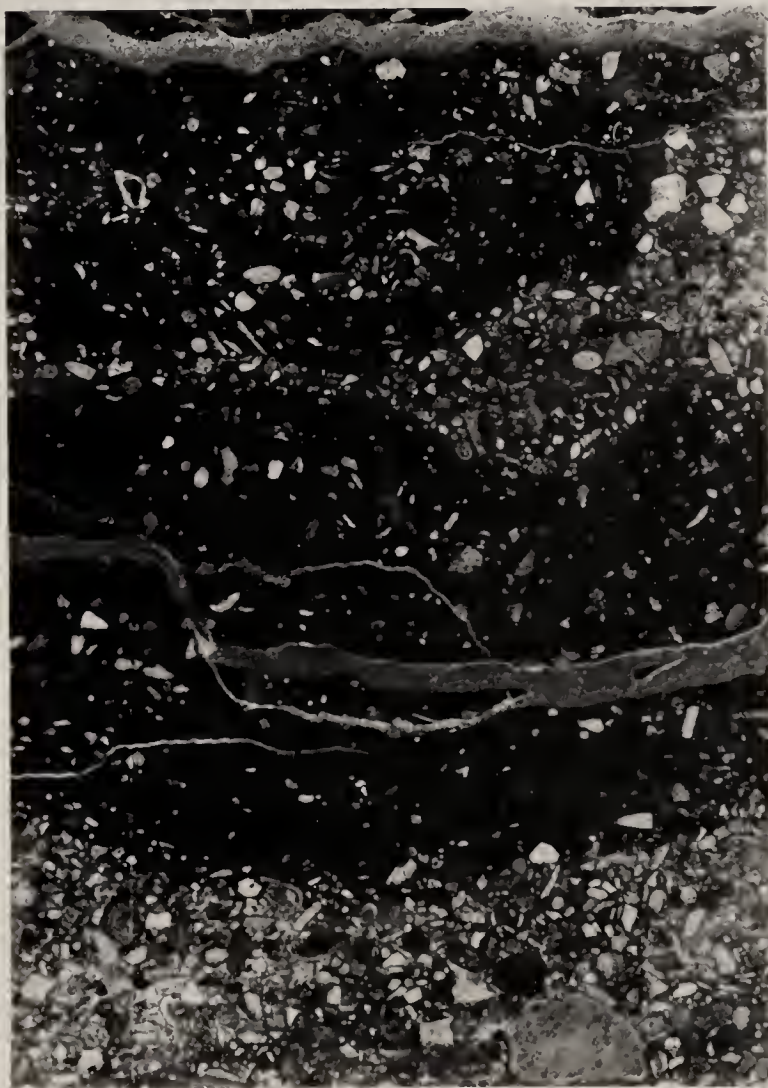



Fig. 37. — I primi livelli dell' intervallo *f* di cava Mentasti sono caratterizzati da alternanze di lenti biocalcarenitiche a frammenti di echinodermi e di lenti micritiche o calcisiltitiche.
Ingrandimento × 8.

alternativamente netta e moderata, a seconda che interessi biospariti in banchi spessi o calcareniti e calcisiltiti a gradazione inversa e a lenti.

Nel complesso pare trattarsi di ambiente intercotidale, ove fra i moti ondosi prevalgono correnti capaci di dilavare i sedimenti, dare strutture a fiamma ed isorientare i clasti.

La circolazione idrica è pertanto differente da quella rilevabile nei casi precedenti e potrebbe essere legata all' instaurarsi di canali di marea, anaLe calcisiltiti e micriti dei livelli *d* hanno frequentemente strutture di corrente, parafiloni sedimentari sia a materiale ossidato che non alterato, cavità di dissoluzione e di dissecamento e strutture di deformazione singenetica.

La composizione litologica è affine a quella delle micriti mm-ritmiche precedenti, però le strutture e i materiali molto sottili di alcuni parafiloni indicano una situazione paleogeografica più instabile, molto più frequentemente soggetta alla

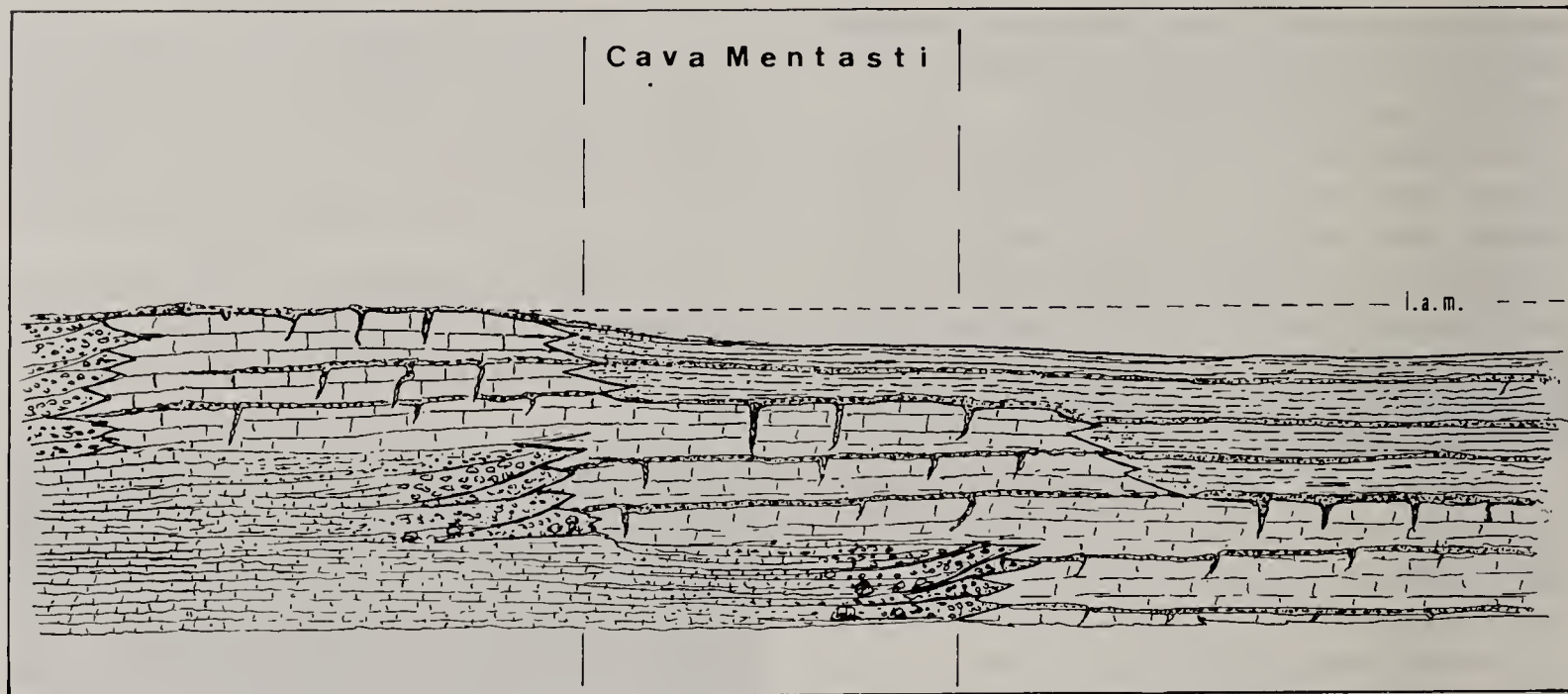



Fig. 38. — Interpretazione schematica dell'evoluzione ambientale durante il Lotharingiano testimoniato a Gozzano, con particolare riferimento alla cava Mentasti dove le successioni sono più complete che altrove. La colonna stratigrafica della cava è riassunta per esigenza iconografica e modificata nei rapporti di spessore fra le unità di avanscogliera (in basso), di scogliera (al centro) e di retroscogliera (in alto). *l. a. m.* = livello delle alte maree relativo al settore sinistro della figura.
Le intercalazioni psammitiche ossidate (a bande con punteggiatura fine) e spesso associate a fessure, rappresentano gli episodi di sedimentazione in ambiente inter-supracotidale che partecipano al riempimento filoniano delle fessure stesse.

loghi, seppure a scala diversa e non interessanti piattaforme recifali, a quelli attuali studiati nelle aree bahamensi e floridane (cf. D'Argenio 1966a).

I sedimenti mm-ritmici degli orizzonti *c*, con la loro discreta percentuale micritica, le frequentissime seppur sottili intercalazioni arenacee rosse, la mancanza di strutture intraclastiche, le interfacie pochissimo definite e le strutture da dissecamento, sembrano indicare un ambiente d'acque basse e a moto ondoso pressochè insensibile. Effetti del genere si possono verificare in un vasto bacino protetto, ma ancora comunicante col mare aperto da un lato (pertanto non in condizioni riducenti) e con piattaforme esposte dall'altro, e nel quale gli avvicendamenti delle maree portano a sedimentazioni detritiche fini, a occasionali strutture di corrente e a prosciugamenti.

esposizione subaerea, cioè più marcatamente regressiva.

L'ambiente parrebbe quindi connesso ad una piattaforma di facies inter-supracotidale.

I livelli a *Pleuroceras solare* (*e*) producono condizioni analoghe di piattaforma.

Quando però non ci siano contatti erosivi, le interfacie sono moderatamente definite; questo fatto, la maggior ricchezza di molluschi e le associate plaghe biomicritiche sembrano indicare un avvio ad una diminuzione energetica connessa con un lieve approfondimento, cioè alla ricomparsa delle occasioni trasgressive.

Una ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale per i sedimenti domeriani del colle risulta in definitiva più difficile che non per quelli lotharingiani; in ogni caso la difficoltà riguarda però

solamente i dettagli di una situazione di piattaforma.

In via ipotetica, ed usufruendo dei dati a disposizione, si può schematizzare un quadro paleostrutturale prendendo in considerazione i livelli medio-liassici, da quelli trasgressivi sulle biolititi lotharingiane a quelli terminali con *Pleuroceras solare*.

La sovrapposizione dei vari elementi lungo una stessa colonna stratigrafica può essere dovuta a migrazione orientata delle varie entità paleogeografiche minori, allo stesso modo di come si è postulato possa avvenire per gli elementi lotharingiani.

Gli affioramenti domeriani ad *Arieticeras* della cava minore risultano troppo omogenei e slegati dai precedenti per potere precisare la evoluzione ambientale e il collegamento con gli stessi.

Trattandosi però di biomicriti e di siltiti organogene ad intraclasti ricche di cavità poligonali da essicamento e soprattutto da fratturazione singenetica; essendo interessate verso l'alto a intercalazioni di calcareniti e brecciole intraclastiche a matrice argillitica; possedendo una notevole percentuale di frammenti algali sia di « pseudostromata » che di Dasicladacee; avendo alla base fossili di ambiente subrecifale (*Involutina liasica* Jones) ed essendo ricche di brachiopodi, la loro localizzazione risulta verosimilmente in corrispondenza di un alto strutturale di facies inter-supracotidale, abbastanza protetto dalle correnti tanto da mantenere ancora una discreta percentuale di pelite calcarea nella matrice (da cui le biomicriti); possibilmente si tratta di ambiente di retroscogliera non euxinico.

Rimane decisa la differenza coi coevi sedimenti domeriani del colle, che sono molto meglio stratificati e laminati, molto meno fessurati, molto più sterili e senza tracce di organismi costruttori.

Confrontando i caratteri dei calcari nel settore coltivato (sud) e in quello nord delle cave minori, si nota un aumento in frequenza e volume degli episodi arenacei e l'aumento dell' intorbidimento per pelite terrigena dal settore meridionale a quello settentrionale. Ciò pare riflettere una tendenza regressiva in seno al Domeriano medio, con i livelli più recenti (settore nord) più frequentemente emersi che non i più antichi (settore coltivato).

Questa situazione all' interno del Domeriano medio delle cave minori corre parallela a quella, orientata nello stesso senso, del Domeriano del colle, pur appartenendo i due termini a facies non identiche.

Fig. 39. — Interpretazione schematica della posizione paleogeografica (ma non contemporanea) dei vari frammenti domeriani del colle, considerati in ambiente di piattaforma. Le due linee orizzontali indicano i livelli massimi e minimi delle maree.

Le situazioni ambientali dei terreni delle cave maggiori e della base settentrionale del colle spiegano le caratteristiche dell'associazione faunistica lotharingiana trovata da SACCHI VIALLI & CANTALUPPI, cioè quella a lamellibranchi, gasteropodi e crinoidi (cui si aggiungono i brachiopodi della fam. *Bactryniidae* a guscio spesso e di notevoli dimensioni di più recente ritrovamento). Trattandosi di ambiente ad alta energia, la selezione avviene a favore degli organismi bentonici (spesso sessili) a guscio resistente.

I rarissimi nautiloidi reperiti nella serie sono immediatamente sotto i sedimenti arenaceo-argillitici di facies supracotidale, e cioè in corrispondenza di fasi a diminuita energia e di mare molto sottile o alla base degli episodi encrinitici quando l'agitazione è poco spinta e permette la deposizione di micrite.

Analogamente la situazione originaria dei terreni delle cave minori e della sommità del colle spiega la maggior frequenza di ammonoidi e nautiloidi che caratterizza la seconda associazione faunistica di SACCHI VIALLI & CANTALUPPI: i ba-

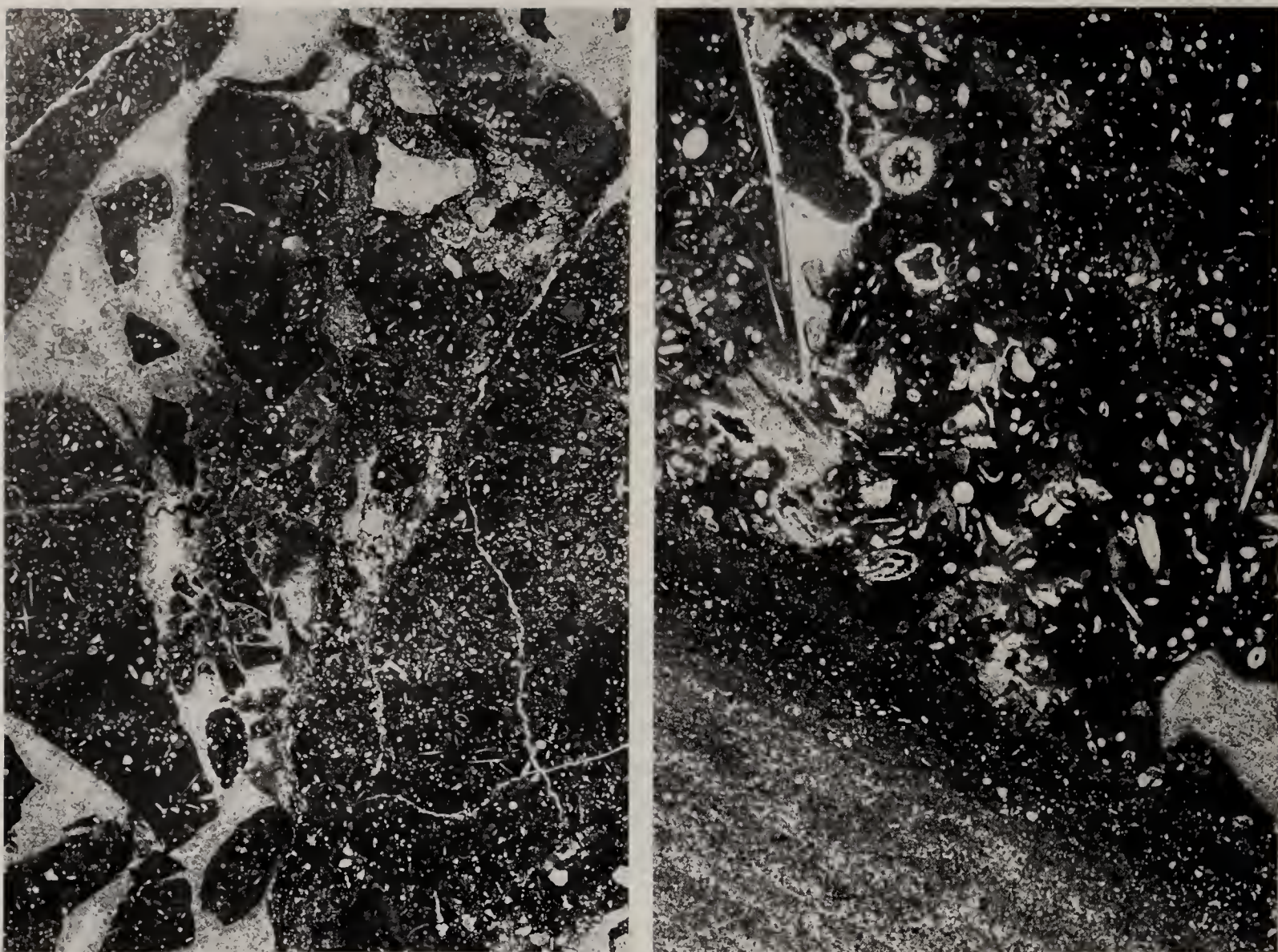



Fig. 40. — Confronto fra sedimenti coevi (Domeriano ad *Arieticeras* « tipici ») e strutture sedimentarie nella cava minore e nel colle.
A sinistra, calcilutiti organogene nella cava minore, con fessura occlusa gravitativamente da frammenti della stessa roccia e con materiali ossidati (arenarie rosse e frammenti di fossili) di strati più alti. La struttura brecciata è dovuta soprattutto alla presenza dei frammenti staccati dalle pareti e rende l'insieme affine alla « macchia vecchia » ticinese, la cui origine è affine e talvolta identica.
A destra, calcisiltiti gradate e calcareniti in matrice calcisiltitica degli strati domeriani del colle, in reciproco contatto erosivo. Le cavità trapezomorfe e la mancanza di una stratificazione definita nella parte arenacea superiore indicano una profondità di sedimentazione molto bassa.
Ingrandimento × 8.

cini di deposizione sono più protetti dall'azione viva dell'onda (come dimostra la minor energia ambientale) ma nel contempo sono più frequentemente percorsi da correnti (come dimostrano le strutture di trascinamento); in tali condizioni, che si verificano su di una piattaforma allo stadio evoluto secondo quanto pare indicare la diffusa pigmentazione rossa e la grana minuta dei clasti, i gusci di cefalopodi possono disperdersi più facilmente e non ritrovarsi solo relegati in pochi nidi, come invece capita quando qualche ostacolo morfologico incroci i loro tragitti.

La relativa scarsità di cefalopodi in queste situazioni, che sarebbero ottimali dal punto di vista dinamico, è probabilmente dovuta a scarsità di canali colleganti i bacini interni della piattaforma col mare aperto che circonda quest'ultima. Comunque i cefalopodi vi sono più frequenti che non nei terreni lotharingiani.

In relazione alla bassa profondità e alla realizzazione di situazioni litorali, prevalgono invece i brachiopodi; il fenomeno risulta anzi accentuato in corrispondenza della parte superiore delle cave minori, ove l'aumento singolo e di frequenza dei banchi arenacei rossi di facies inter-supracotidali denuncia una tendenza regressiva generale alla sommità del Domeriano medio.

La divisione in due associazioni faunistiche

indicata da SACCHI VIALLI & CANTALUPPI risulta quindi non solo giustificata paleontologicamente, ma risulta coerente coi due dati stratigrafici rilevati in questa nota:

a) col dato della lacuna che precede la trasgressione medio-domeriana, per cui deve trovarsi uno *hiatus* anche nelle faune;

b) col dato della diversa localizzazione paleoambientale, per cui i lamellibranchi, i gasteropodi e i grossi brachiopodi lotharingiani sono di ambiente recifale o di avanscogliera; e le ammoniti ed i piccoli brachiopodi domeriani sono di ambiente variabile da retroscogliera (cave minori) a piattaforma non recifale (sommità del colle).

Le differenze ambientali influiscono sulla composizione e sulla scelta specifica delle faune, e portano alla divisione di associazioni di forme, parallelamente a quanto produce la diversità cronologica.

APPENDICE

Giacitura.

Oltre al problema stratigrafico, esiste per i sedimenti liassici di Gozzano quello strutturale, che si impone anche dalla più semplice osservazione degli affioramenti e che diventa ancor più pressante quando si siano prese in considerazione le differenze di facies fra i terreni domeriani della cava minore e del colle (in contrasto con la identità di quelli lotharingiani) e verificata la posizione trasgressiva del Lias medio sul Lias inferiore.

La sezione schematica di PARONA 1886 contrasta con le descrizioni del testo, secondo cui gli strati immergerebbero a NE; e perdippiù è insufficiente, per un lavoro di dettaglio, in quanto vi si considera un solo rilievo (probabilmente quello del colle) dei tre dossi con rocce liassiche che pur vengono menzionati via via nelle sue note.

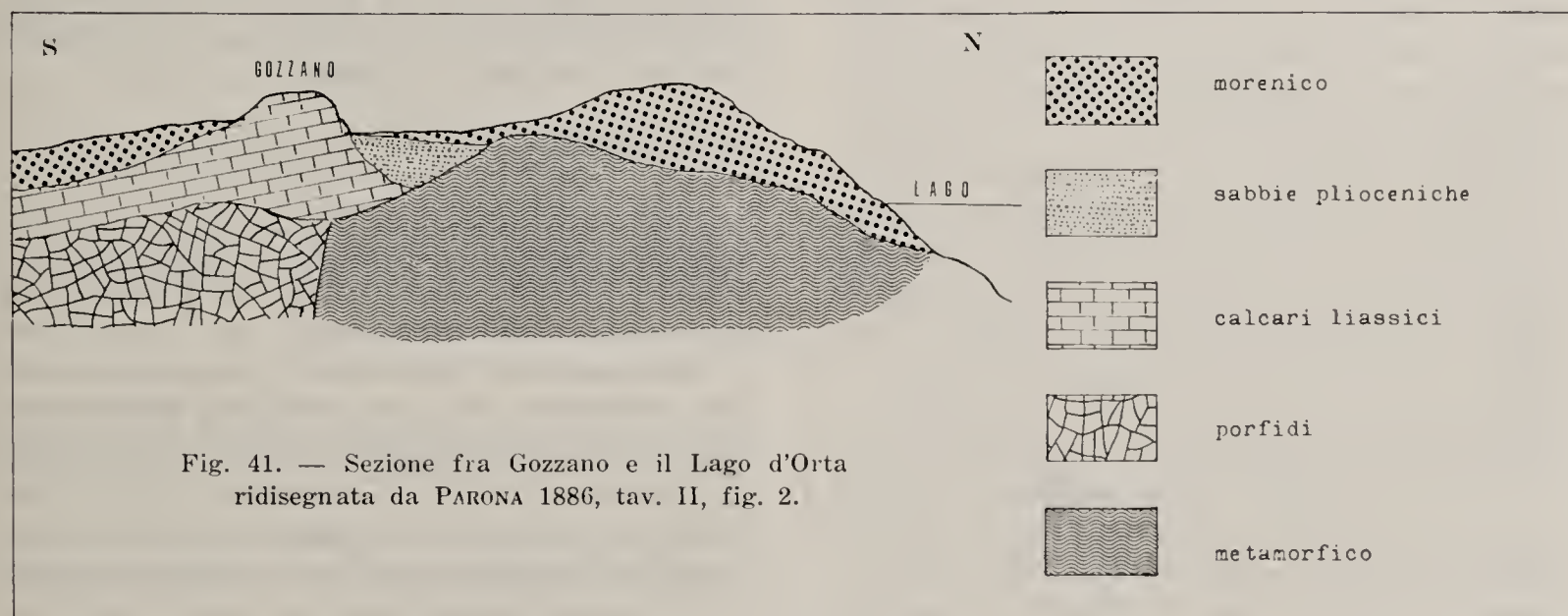
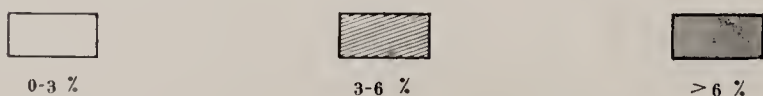
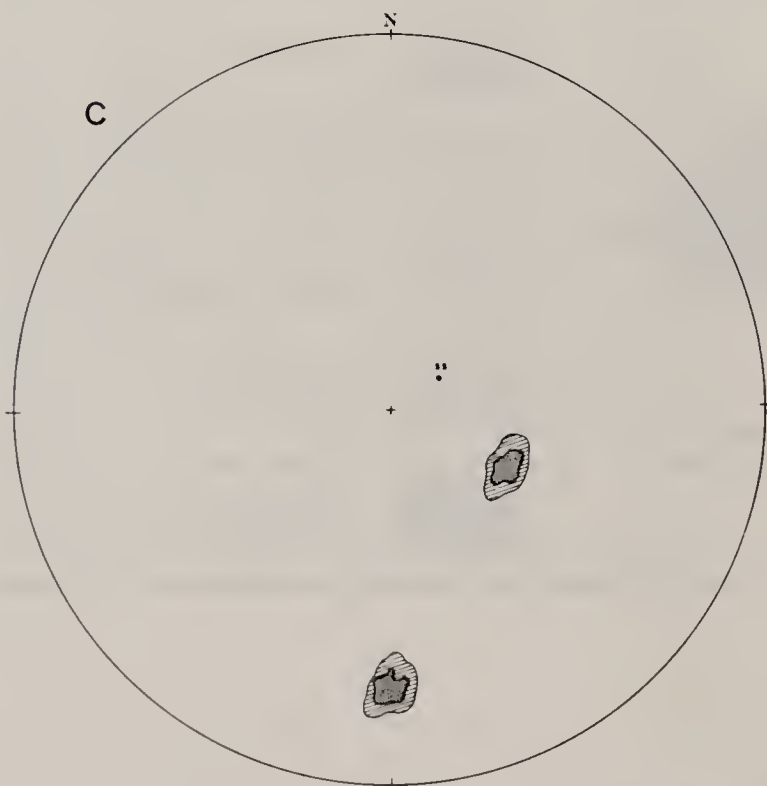
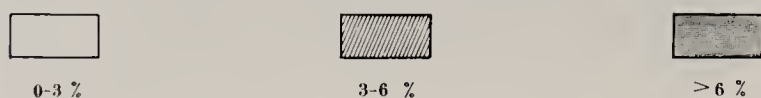
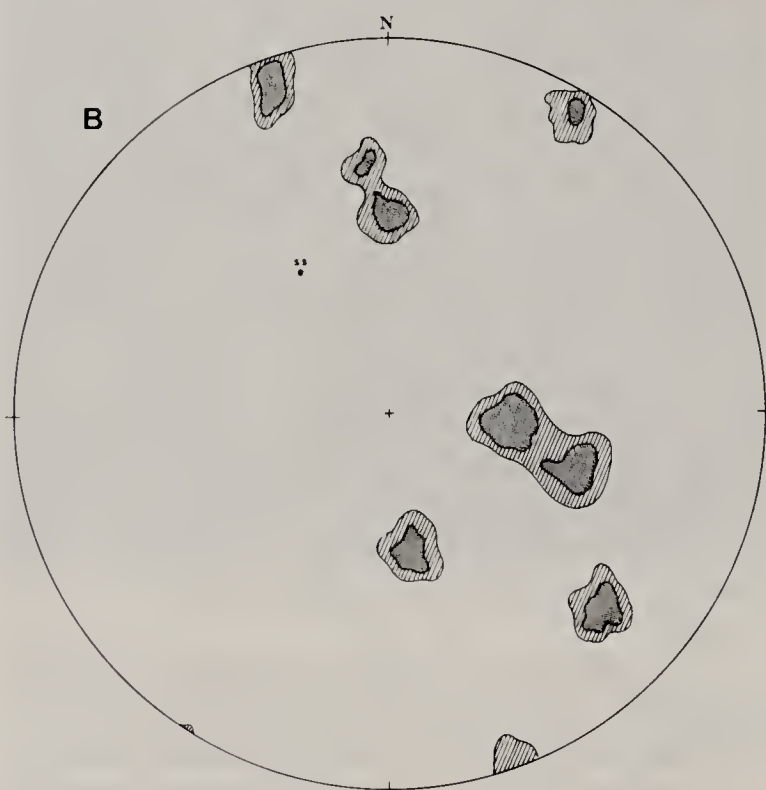
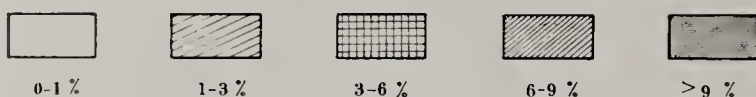
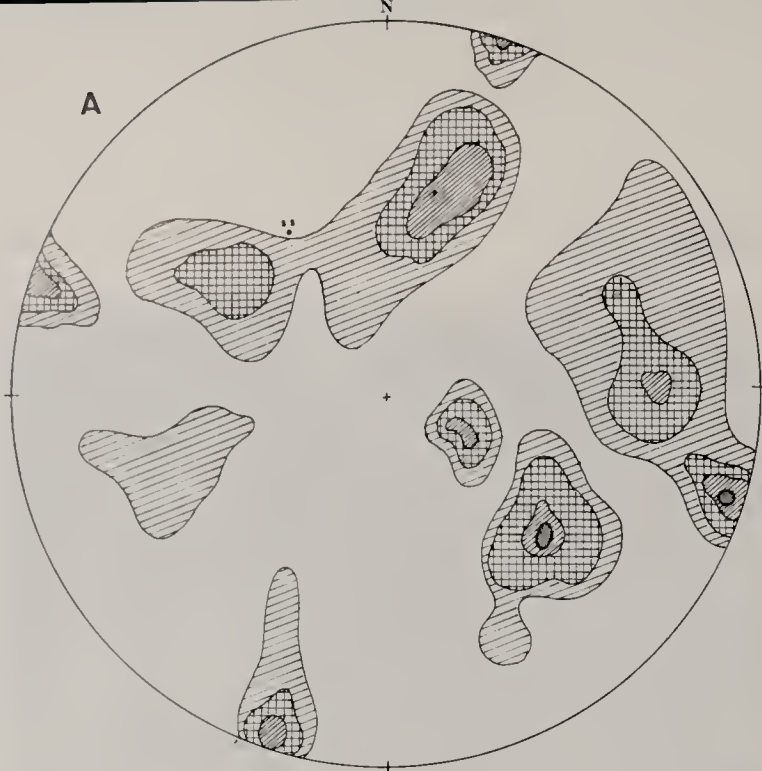
I controlli stratimetrici eseguiti in campagna per questo lavoro permettono di rilevare per le tre zone giaciture completamente differenti.

Gli strati lotharingiani alla base del colle hanno una immersione a SW; quelli della cava Mentasti a SE; gli strati domeriani della cava minore sono rovesciati e hanno nel settore setsettentrionale una immersione prevalente a S e SE, mentre nel settore meridionale immergono a W-NW. Attenendosi rigidamente a questi dati, si dovrebbe parlare di struttura monoclinalica per il colle e per la cava Mentasti e di due spezzoni monoclinalici rovesciati per la cava minore.

Una conclusione del genere, seppur rappresenta un progresso rispetto a quanto conosciuto in precedenza sulla giacitura del Lias di Gozzano, non è però ancora sufficiente per formulare una ipotesi sulla situazione globale dei tre affioramenti.

Il problema dei rapporti strutturali reciproci potrebbe avere un'eventuale soluzione solo nel quadro più generale della geologia regionale.

Gli affioramenti liassici di Gozzano sono nella terminazione meridionale di un apparato more-

Fig. 41. — Sezione fra Gozzano e il Lago d'Orta ridisegnata da PARONA 1886, tav. II, fig. 2.

nico con cordoni convessi verso sud, il cui centro è il margine del Lago d'Orta (cf. Fogli VARALLO e VARESE). Rocce sedimentarie mesozoiche si trovano solo sulla periferia esterna dell'apparato morenico, ad alcuni chilometri di distanza, e consistono di dolomie ladiniche su cui eventualmente trasgrediscono calcareniti spatiche lotharingiane seguite da torbiditi e spongoliti medio-liassiche (M. Fenera a SW, Maggiora a Sud, Arona ad Est).

Una loro correlazione con quelle gozzanesi non pare a tutt'oggi possibile, data:

1) la mancanza in queste ultime di residui dolomitici che testimonino dell'appoggio franco delle rocce liassiche sulle dolomie (al contrario di quanto capita invece coi residui di porfido);
2) la diversa facies dei terreni medio-liassici.

I giacimenti di Gozzano sono quindi appartenenti ad un'area di sedimentazione diversa da quella delle rocce coeve più vicine e data la mancanza di rimaneggiati dolomitici, testimoniano di una trasgressione lotharingiana direttamente sui porfidi o al massimo su una soglia ove la dolomia fu estremamente sottile.

Questo ci pare un primo dato significativo.

Un ulteriore contributo alle conoscenze sulla posizione del Lias gozzanese potrebbe venire dall'analisi delle fratturazioni naturali sul calcare, considerando statisticamente le loro posizioni spaziali nell'emisfero inferiore della rete di Schmidt e seguendo i concetti della *Gefügekunde* di SANDER B. 1948-1950.

Escludendo dal computo le fessure di riempimento filoniano che sono di fase singenetica, il diagramma relativo ai poli delle fratture (diaclasi, faglie) più antiche riscontrate nella cava Mentasti e messe a confronto col polo della stratificazione *s.s.*, mostra una preferenza delle fessure stesse all'orientazione su piani *hol*, *bc* e infine *hkl* con poca divergenza dell'asse *b*.

Fig. 42. — *A*) Diagramma sull'emisfero inferiore di Schmidt dei poli relativi a 100 piani di fessurazione (diaclasi e faglie) nella cava Mentasti, con la posizione del polo *ss* della stratificazione media.

B) Diagramma di 75 poli dei piani di fessurazione nel settore settentrionale della cava minore, con indicazione del polo medio della stratificazione. L'analisi simmetrologica rimane valida anche se gli strati considerati sono rovesciati.

C) Diagramma di 45 poli dei piani di fessurazione nell'affioramento lotharingiano del colle, con indicazione del polo della stratificazione.

L' ipotesi più attendibile desumibile dai risultati di questo tipo di analisi è pertanto quella che le fratture meno recenti siano relative a dislocazioni tettoniche con direzioni parallele a quelle degli assi strutturali.

La densità preferenziale di queste fessure sul II° quadrante del reticolo dà indicazioni sulla originaria simmetria monoclina del loro assetto.

Ma oltre a queste fessurazioni, ve ne sono altre che le intersecano e sono disposte su piani *ac*, *okl*, *hko* e ancora *hkl*.

Una parte di quelle sul piano di tensione sono riempite dalla calcarenite rossa (in tal evenienza non sono state conteggiate) ma una parte è cicatrizzata da calcite spatica fresca, non alterata e quindi è desumibilmente di origine più tardiva.

Il quadro finale riguardante la fessurazione della cava Mentasti porta allora ad una simmetria triclina per intersezione di piani svariati, sovrapposta ad una pronunciata simmetria monoclina precedente. Questo dovrebbe indicare ripetizione di deformazioni nel tempo, eterocronia degli orientamenti delle fratture oppure rotazioni su assi differenti da quelli *b* (HILLS 1953).

Le rocce domeriane della cava minore presentano un quadro simmetrologicamente affine seppure meno ricco. Le differenze rispetto alla cava Mentasti riguardano piuttosto la maggior concentrazione delle fratturazioni sui piani *hol* più antichi e *hkl* più recenti e la minor percentuale di fratturazione sugli altri piani, dati che indicherebbero una maggior rispondenza alle sollecitazioni di taglio che non a quelli di tensione.

Nel diagramma relativo alle fessurazioni sul versante settentrionale del colle (unico settore ove l'entità degli affioramenti permetta delle misurazioni utilizzabili) si nota una discreta concentrazione delle fessurazioni sui piani più antichi *ac* (quelle con filone sedimentario non sono però state conteggiate) e *hkl* più recenti.

Poichè le misure prese nel colle sono fatte su terreni coevi e identici a quelli della cava Mentasti, ne viene d'obbligo un confronto diretto: e da questo confronto risulta un minor disturbo strutturale delle rocce del colle rispetto a quello delle cave e una diversa orientazione delle fratture più antiche.

Coi dati a disposizione, se ne dovrebbe concludere che i tre affioramenti liassici di Gozzano hanno subito dal punto di vista dell'orientamento deformativo più antico delle vicissitudini un poco differenti mentre avrebbero subito sollecitazioni affini solo nelle fasi tardive.

Seppure non conteggiate, le fratture riempite di sedimento e pertanto sede di filoni sedimentari, sono sui piani *ac* e *hol*.

Nella cava prevalgono quelle sul piano *hol*, nel colle quelle sull'*ac*. Il caso della diversa frequenza e anche della differente orientazione di fessure con filoni sedimentari nei terreni lotharingiani del colle rispetto a quelli coevi della cava Mentasti, non dipende ovviamente dalle dislocazioni tardive cui possono essere stati oggetto i due sedimenti, bensì dalla diversità delle reazioni deformative nel luogo e nel tempo di deposizione e formazione dei filoni medesimi, cioè quelle di primo ordine.

Siccome le due serie lotharingiane del colle e della cava maggiore presentano un diverso spessore e una diversa terminazione (come si ricorderà i calcari recifali del colle sopportano in contatto trasgressivo le calcisiltiti medio-liassiche, mentre quelli della cava sottostanno alle biospariti encrinitiche) è possibile che esse fossero originariamente più distanziate di quanto non lo siano tuttora, pur appartenendo allo stesso bacino di sedimentazione, e questo potrebbe spiegare anche la originaria diversità di comportamento alle sollecitazioni iniziali.

Per quanto riguarda la cava minore, l'estrema disgiunzione dei vari blocchi affioranti, la presenza di cunicoli scavati dall'acqua al di sotto di alcuni di essi e pavimentati di ciottoli di derivazione morenica, il rovesciamento della serie a così piccola distanza della cava Mentasti, fanno propendere per una giacitura anomala dell'affioramento connessa a depositi glaciali: vale a dire che i terreni della cava piccola potrebbero essere ritenuti erratici morenici.

A favore dello sradicamento delle rocce della cava minore e del loro asporto potrebbero anche stare la diversità di ambiente deposizionale, pur appartenendo allo stesso bacino, rispetto ai coevi calcari di piattaforma non recifale alla sommità del colle, diversità non troppo convincentemente spiegabile con una veloce eteropia, data l'esigua distanza attuale dei due affioramenti. La veridicità di tale particolare posizione non dovrebbe in ogni caso infirmare la possibilità di correlazione fra gli elementi stratigrafici del colle e della cava, data l' identità cronologica desunta dai fossili.

Mentre per la cava minore si hanno elementi stratigrafici, morfologici e strutturali che portano ad una determinata conclusione, la cava Mentasti e il colle non presentano sufficienti dati per decidere della loro giacitura autoctona o meno.

I due affioramenti hanno immersioni stratigrafiche divergenti di una novantina di gradi,

sono ammantellati e in parte intersecati da terreni morenici e di conseguenza hanno risentito dell'azione morfologica dei ghiacciai e/o dei loro sedimenti. Ma quanto queste azioni abbiano influito sul loro assetto finale non si può ancora dire.

Elementi simmetrologici e d'ogni altro ordine presentati in questa occasione sono dunque insufficienti alla risoluzione della giacitura, risoluzione che solo un'esplorazione profonda diretta — attualmente improponibile per ovvie ragioni pratiche — potrebbe far trovare.

CONCLUSIONI

In seguito alle risultanze biostratigrafiche dell'ultimo lavoro sulle faune liassiche di Gozzano (Sacchi Vialli & Cantaluppi 1967) è emersa la necessità di verificare le condizioni ambientali in cui si sedimentarono certe forme guida e spiegare eventuali connessioni fra la stratigrafia e la differenziazione netta in due associazioni dell'insieme fossilifero.

Dal rilevamento di dettaglio e dall'utilizzazione dei dati paleontologici più recenti è risultata la possibilità di correlazione fra le serie esposte a cava Mentasti e alla base del colle, che hanno dapprima sedimenti di avanscogliera, indi sedimenti francamente recifali (tutti con le stesse forme di fossili supra-sinemuriani); le medesime serie sono perdippiù interessate a depositi supracotidali con arenarie calcaree a scheletro molto ossidato e cemento argillitico di alterazione da calcari e rocce ignee.

La serie di cava Mentasti continua al di sopra dell'episodio di scogliera con alternanze biomicritiche e bioclastitiche, indi con altre bioclastiti a resti di crinoidi in banchi sottili. L'energia ambientale è minore che non quella riscontrata nei depositi recifali.

La serie alla base del colle non mostra l'elemento stratigrafico bioclastico sommitale come quella di cava Mentasti, ma è sormontata da calcilutiti in discordanza angolare (che dopo pochissimi metri presentano faune medio-domeriane) il cui ambiente di sedimentazione non è più recifale. Il fatto spiega allora la differenziazione cronologica fra le associazioni faunistiche riscontrate dai due AA. summenzionati: è evidente che ad una lacuna stratigrafica nel Carixiano e ad una situazione ambientale diversa nel Domeriano rispetto a quella del sottostante Lotharingiano ha corrisposto un « salto » faunistico netto.

Le intercalazioni di areniti con elementi ossidati in matrice argillitica si ripetono nelle varie successioni stratigrafiche e sono più evidenti dove la facies si avvicini o si identifichi con quella recifale.

I materiali che le compongono derivano o dalla roccia immediatamente sottostante o da quella circostante; si tratta fondamentalmente di frammenti organogeni e porfirici alterati, che formano un sedimento di ambiente da intercotidale a supracotidale, con netta preferenza per quest'ultimo. La successione di queste intercalazioni non sembra seguire una regola, ma essere casuale. I materiali ossidati partecipano al riempimento di fessure aperte nel substrato nello stesso momento geologico del loro accumulo, insieme a sedimenti molto poco alterati di ambiente intercotidale (che sono gli unici a presentare fossili non ossidati). Pertanto, a seconda delle condizioni prevalenti al momento della loro deposizione (supra-cotidali o intercotidali) i materiali che occludono le fessure del substrato possono essere ossidati o meno.

Le fessure singenetiche occluse dai sedimenti suddetti sono parecchie e di varie generazioni, però non sono tanto approfondite da interessare livelli di età sostanzialmente diversa; di conseguenza esse esprimono il persistere di una situazione locale e ristretta nel tempo con bassi fondali facilmente all'asciutto. La loro connessione con sedimenti ad elementi ossidati si verifica in condizioni climatiche ottimali per una veloce alterazione dei fanghi e delle strutture organogene. Il loro breve tragitto verticale (al massimo qualche metro per ogni singola generazione) pare indicare che si sia attuato in un'area a calcari il cui substrato fosse piuttosto rigido e permettesse disgiunzioni solo nella parte corticale.

La frequenza di litoclasti vulcanitici nello scheletro delle rocce lotharingiane viene a sostegno di questa ipotesi, ipotesi connessa quindi all'eventualità che il substrato dei sedimenti calcarei fosse dato dai porfidi e non da altri terreni sedimentari (da rammentare che non affiora il contatto fra vulcaniti e calcari).

L'ambiente di mari sottili in situazioni intercotidali e supracotidali e solo raramente infralittorali, è provato dal gran numero e varietà di strutture deposizionali tipiche di area litorale e

neritica interna, fra le quali assumono importanza quelle da essicamento, quelle di riempimento in microcavità carsiche interne e quelle di deposito chimico.

La persistenza di situazioni di basso fondale nel Lias inferiore e medio spiega la poca differenza litologica macroscopica fra le rocce del Lotharingiano e del Domeriano e l'ostacolo che i vecchi AA. hanno trovato nel differenziare litologicamente e cronologicamente le rocce di Gozzano.

Solo la revisione delle faune eseguita dai due AA. succitati e la comunicazione in questa sede dei rapporti di trasgressione che uniscono due entità di facies diversa — come possono essere rispettivamente quella delle biolititi o dei bioaccumulati a coralli e quella delle calcisiltiti ad ammoniti nella sommità del colle — permettono di concludere che a Gozzano sono presenti due unità stratigrafiche di età rispettivamente Lotharingiano e Domeriano medio e superiore, anzichè una singola di età Carixiano (« parte inferiore del Lias medio ») di PARONA.

La sovrapposizione lungo una stessa colonna stratigrafica di termini ambientali paleogeograficamente contigui (ad esempio la successione di sedimenti di avanscogliera, di scogliera e di retroscogliera della cava Mentasti) è spiegata con la migrazione delle facies nel tempo, elemento dinamico di facile attuazione in condizioni ambientali estreme come possono essere quelle dei bacini sottili.

Dall'esame delle giaciture e da particolari sedimentari si deduce che l'affioramento della cava minore risulta rovesciato e diviso in due spezzoni seriali. Dalla osservazione di cunicoli sottostanti un suo lembo e pavimentati di ciottoli morenici, nonchè dell'analisi statistico-simmetrologica delle fratture naturali, analisi che rivela una simmetria triclina sovrapposta ad una marcata simmetria monoclina precedente, ed essendo arbitraria una ricostruzione tettonica che lo colleghi agli altri affioramenti, si trae in questa sede la conclusione che questo della cava minore sia un erratico morenico, pur se i suoi terreni appartengono originariamente allo stesso bacino di sedimentazione degli altri.

Per gli altri due affioramenti, gli elementi disponibili non sono sufficienti a decidere a favore o contro una identica posizione da erratico; l'ammantellamento e l' intrusione di materiale morenico nelle ampie fenditure fra i blocchi di cui sono composti, indicano comunque che i fenomeni glaciali diretti o indiretti hanno avuto un' importante ruolo nel determinarne la morfologia.

OPERE CITATE

AZZAROLI A., CITA M. B., 1963 - Geologia stratigrafica, vol. II. *La Goliardica*, Milano.

BADGLEY P. C., 1960 - Structural methods for the exploration geologist. *Harper & Broth.*

BALL M. M., 1967 - Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journal Sedim. Petrol.*, vol. 37, n. 2, pp. 556-591, 40 fig., 1 tab.

BERNOULLI D., 1964 - Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 118, pp. 1-134, 51 fig., 2 tab.

BOSELLINI A., 1964 - Sul significato genetico e ambientale di alcuni tipi di rocce calcaree in base alle più recenti classificazioni. *Mem. Museo St. Nat. Ven. Trid.*, vol. XV, f. II, pp. 1-58, 5 fig., 8 tt.

CANAVARI M., 1928 - Manuale di Geologia Tecnica. *Arti Grafiche Nistri*, Pisa.

CAROZZI A. V., 1960 - Microscopic sedimentary petrography. *Wiley Inc.* N. Y.

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - F. 30 (« Varallo »). 31 (« Varese »).

CASATI P., 1969 - Le fasi orogenetiche nelle Alpi Meridionali. *A. G. Artigianelli Pavoniani*, Monza.

CASTELLARIN A., 1966 - Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio. *Giorn. Geol.*, vol. 33, pp. 527-554, 4 fig. 4 tt.

DAPPLIES E. C., 1938 - The sedimental effects of the work of marine scavenger. *Am Journ. of Sc.*, vol. 36.

D'ARGENIO B., 1966 *a* - Le facies littorali mesozoiche dell'Appennino meridionale. *Atti Soc. Nat. Napoli*, vol. 75, pp. 495-552, 21 fig., 3 tt.

D'ARGENIO B., 1966 *b* - Stromatoliti triassiche della Calabria settentrionale. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, vol. LXXV, pp. 433-457, 10 fig., 4 tt.

D'ARGENIO B., 1967 - Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennino Campano). *Atti Accad. Sc. Fis. Mat.*, s. 3, vol. VI/2°, pp. 218, 39 fig., 19 tt., 3 carte.

DUNHAM R. J., 1962 - Classification of carbonate rocks according to depositional texture- in Classification of carbonate rocks. *Mem. A.A.P.G.*, n. 1, pp. 108-121, 7 tt.

ELTER G. e P., STURANI C., WEIDMAN M., 1966 - Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Bull. Lab. Geol. Miner. Geoph. Musée Geol., Lausanne*, n. 167, pp. 279-377, 5 fig., 3 tt., 1 carta.

FOLK R., 1959 - Practical petrographic classification of limestones. *Bull. A.A.P.G.*, vol. 43, n. 1, pp. 1-38, 40 fig., 5 tt.

FOLK R., 1962 - Spectral subdivision of limestones-types - in Classification of carbonate rocks. *Mem. A.A.P.G.*, n. 1, pp. 72-84, 7 fig., 1 t.

FOLK R., 1965 *a* - Petrology of sedimentary rocks. *Univ. Texas Geol.* 370 K, 383 L, 383 M.

FOLK R., 1965 *b* - Some aspects of recrystallization in ancient limestones - in Dolomitisation and limestones diagenesis. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Spec. Publ. n. 13, pp. 14-48, 14 fig., 13 tt.

FRIEDMAN G. M., 1959 - Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 29, n. 1, p. 87-97, 2 fig.

GASTALDI B., 1871 - Studii geologici sulle Alpi Occidentali. *Mem. R. Com. Geol. Ital.*, vol. 1, p. 1, 41 pp., 6 tt.

GERLACH H., 1698 - Die penninischen Alpen. *N. D. All. Schweiz. Gesell.*, Bd. XXIII, n. 1, 48 pp., 6 tt.

GINSBURG R. N., 1956 - Environmental relationships of grain size and constituent particles in some South-Florida carbonate sediments. *Bull. A.A.P.G.*, vol. 40, n. 10.

HILLS E. S., 1963 - Outlines of structural geology. *Methuen*, London.

LEIGHTON M. W., PENDEXTER C., 1962 - Carbonate rocks-types - in Classification of carbonate rocks. *Mem. A.A.P.G.*, n. 1, pp. 33-61, 3 fig., 9 tt.

LOGAN W. B., 1961 - Cryptozon and associated stromatolites from the recent Shark Bay, Western Australia. *Journ. Geol.*, vol. 69, pp. 517-533, 3 fig., 2 tt.

LOGAN W. B., REZAK R., GINSBURG R. N., 1964 - Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journ. Geol.*, vol. 72, p. 68-83, 5 fig., 4 tt.

LOW J. W., 1958 - Geologic Fiel Methods. *Harper & Broth.*, N. Y.

MASSARI F., 1968 - Aspetti sedimentologici in una serie calcarea titonico berriasiana di bassa profondità nella Sardegna orientale. *Mem. Ist. Geol. Miner. Padova*, vol. XXVI, pp. 1-52, 9 fig., 4 tt.

OGNIBEN L., 1957 - Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, vol. XXXIII, p. 1-275, 100 fig.

PARETO M., 1859 - Sur le terrains du pied des Alpes dans l'environs du Lac Majeur et du Lac de Lugano. *Bull. Soc. Geol. France*, s. 2, t. XVI, p. 49-96.

PARONA C. F., 1880 *a* - Appunti geologici sul Lago d'Orta. *Boll. Soc. Archeol. Novara*, 22 p.

PARONA C. F., 1880 *b* - Il calcare liassico di Gozzano e i suoi fossili. *Mem. Cl. Sc. Fis. Nat. Accad. Lincei*, vol. VIII, 32 p., 3 tt.

PARONA C. F., 1882 - Revisione della fauna liassica di Gozzano in Piemonte. *Mem. Accad. Sc. Torino*, s. 2, t. XLIII, 60 pp., 2 tt.

PARONA C. F., 1886 - Valsesia e Lago d'Orta. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, vol. XXIX, p. 157, 3 tt.

PARONA C. F., 1925 - Trattato di Geologia. *Vallardi*, Milano.

PETTIJON M. F., 1957 - Sedimentary rocks - II ed. *Harper & Broth.* N. Y.

REVELLE R. e FAIRBRIDGE R., 1957 - Carbonates and Carbon Dioxide - in Marine Ecology. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, n. 67, pp. 238-296, 8 fig.

SACCHI VIALLI G. e CANTALUPPI G. M., 1967 - I nuovi fossili di Gozzano. *Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. Milano*, vol. XVI, f. II, pp. 63-127, 8 tt.

SANDER B., 1936-1951 - Contribution to the study of depositional fabrics. *Bull. A.A.P.G.*, Spec. Pap. p. 160, 54 fig.

SANDER B., 1948-1950 - Einfürung in die Gefügekunde der geologischen Körper. *Springer Verlag*, Wien.

SANDER N. J., 1967 - Classification of carbonate rocks of marine origin. *Bull. A.A.P.G.*, vol. 51, n. 3, p. 325-336, 3 tt.

SCARSELLA F., 1958 - Filoni sedimentari nel calcare massiccio hettangiano del Corno Grande (Gran Sasso). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. LXXVII, 15 p., 5 fig.

SISMONDA A., 1840 - Osservazioni geologiche e mineralogiche per la carta geologica del Piemonte. *Mem. R. Accad. Sc. Torino*, s. 2, t. II, p. 1-40, 1 tav.

SISMONDA A., 1848 - Notizie e schiarimenti sulla costituzione delle Alpi Piemontesi. *Mem. R. Accad. Sc. Torino*, s. 2 t. IX, p. 1-123, 3 tt.

SPOCK L. E., 1953 - Guide to the study of the rocks. *Harper & Broth.*, N. Y.

TERRY R., e CHILINGAR W., 1955 - Summary of « Concerning some additional aids in studying sedimentary formations » by S. Shvetsov. *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 25, n. 3, pp. 229-234, 4 figg.

WENDT J., 1965 - Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura WestSiziliens. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 5, p. 1269-1294, 3 tt.

WENDT J., 1969 - Stratigraphie und Paläontologie des Rotes Jurakalks im SonnwendGebirge (Tirol). *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 132, n. 2, p. 219-238, 5 tt.

WIEDENMAYER F., 1963 - Obere Trias bis Mittlere Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 56, n. 2, p. 530-640, 38 figg. 3 carte.

WOLF K., 1965 *a* - Petrogenesis and paleoenviroment of devonian algal limestones of New South Wales. *Sedimentology*, vol. 4, p. 113-179, 40 figg. 7 tt.

WOLF K., 1965 *b* - « Grain diminution » of algal colonier to micrite. *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 35, p. 420-427, 7 figg.

WOLF K., 1965 *c* - Littoral enviroments indicated by open-space structures in algal limestones. *Palaeog. c.e.*, vol. 1, p. 183-233, 6 figg., 10 tt.

Direttore responsabile: Prof. CESARE CONCI — Registrato al Tribunale di Milano al N. 6694

III - De Beaux O. e Festa E., 1927 - La ricomparsa del Cinghiale nell'Italia settentrionale-occidentale. *pp. 263-320, 13 figg., 7 tavv.*

VOLUME X.

I - Desio A. 1929 - Studi geologici sulla regione dell'Albenza (Prealpi Bergamasche). *pp. 1-156, 27 figg., 1 tav., 1 carta.*

II - Scortecci G., 1937 - Gli organi di senso della pelle degli Agamidi. *pp. 157-208, 39 figg., 2 tavv.*

III - Scortecci G., 1941 - I recettori degli Agamidi. *pp. 209-326, 80 figg.*

VOLUME XI.

I - Guiglia D., 1944 - Gli Sfecidi italiani del Museo di Milano (*Hymen.*). *pp. 1-44, 4 figg., 5 tavv.*

II-III - Giacomini V. e Pignatti S., 1955 - Flora e Vegetazione dell'Alta Valle del Braulio. Con speciale riferimento ai pascoli di altitudine. *pp. 45-238, 31 figg., 1 carta.*

VOLUME XII.

I - Vialli V., 1956 - Sul rinoceronte e l'elefante dei livelli superiori della serie lacustre di Leffe (Bergamo). *pp. 1-70, 4 figg., 6 tavv.*

II - Venzo S., 1957 - Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte I: Tratto occidentale Gardone-Desenzano. *pp. 71-140, 14 figg., 6 tavv., 1 carta.*

III - Vialli V., 1959 - Ammoniti sinemuriane del Monte Albenza (Bergamo). *pp. 141-188, 2 figg., 5 tavv.*

VOLUME XIII.

I - Venzo S., 1961 - Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte II. Tratto orientale Garda-Adige e anfiteatro atesino di Rivoli veronese. *pp. 1-64, 25 figg., 9 tavv., 1 carta.*

II - Pinna G., 1963 - Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como). Generi *Mercaticeras, Pseudomercaticeras* e *Brodieia*. *pp. 65-98, 2 figg., 4 tavv.*

III - Zanzucchi G., 1963 - Le Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) di Entratico in Val Cavallina (Bergamasco orientale). *pp. 99-146, 2 figg., 8 tavv.*

VOLUME XIV.

I - Venzo S., 1965 - Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige. *pp. 1-82, 11 figg., 4 tavv., 1 carta.*

II - Pinna G., 1966 - Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell' Alpe Turati (Erba, Como). Famiglia *Dactylioceratidae. pp. 83-136, 4 tavv.*

III - Dieni I., Massari F. e Montanari L., 1966 - Il Paleogene dei dintorni di Orosei (Sardegna). *pp. 137-184, 5 figg., 8 tavv.*

VOLUME XV.

I - Caretto P. G., 1966 - Nuova classificazione di alcuni Briozoi pliocenici, precedentemente determinati quali Idrozoi del genere *Hydractinia* Van Beneden. *pp. 1-88, 27 figg., 9 tavv.*

II - Dieni I. e Massari F., 1966 - Il Neogene e il Quaternario dei dintorni di Orosei (Sardegna). *pp. 89-142, 8 figg., 7 tavv.*

III - Barbieri F. - Iaccarino S. - Barbieri F. & Petrucci F., 1967 - Il Pliocene del Subappennino Piacentino-Parmense-Reggiano. *pp. 143-188, 20 figg., 3 tavv.*

VOLUME XVI.

I - Caretto P. G., 1967 - Studio morfologico con l'ausilio del metodo statistico e nuova classificazione dei Gasteropodi pliocenici attribuibili al *Murex brandaris* Linneo. *pp. 1-60, 1 fig,. 7 tabb., 10 tavv.*

II - Sacchi Vialli G. e Cantaluppi G., 1967 - I nuovi fossili di Gozzano (Prealpi piemontesi). *pp. 61-128, 30 figg., 8 tavv.*

III - Pigorini B., 1967 - Aspetti sedimentologici del Mare Adriatico. *pp. 129-200, 13 figg., 4 tabb., 7 tavv.*

VOLUME XVII.

I - Pinna G., 1968 - Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como). Famiglie *Lytoceratidae, Nannolytoceratidae, Hammatoceratidae* (excl. *Phymatoceratinae*), *Hildoceratidae* (excl. *Hildoceratinae* e *Bouleiceratinae*). *pp. 1-70, 2 tavv. n.t., 6 figg., 6 tavv.*

II - Venzo S. & Pelosio G., 1968 - Nuova fauna a Ammonoidi dell'Anisico superiore di Lenna in Val Brembana (Bergamo). *pp. 71-142, 5 figg., 11 tavv.*

III - Pelosio G., 1968 - Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como). Generi *Hildoceras, Phymatoceras, Paroniceras* e *Frechiella*. Conclusioni generali. *pp. 143-204, 2 figg., 6 tavv.*

VOLUME XVIII.

I - Pinna G., 1969 - Revisione delle ammoniti figurate da Giuseppe Meneghini nelle Tavv. 1-22 della « *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique* » (1867-1881). *pp. 5-22, 2 figg., 6 tavv.*

II - Montanari L., 1969 - Aspetti geologici del Lias di Gozzano (Lago d'Orta). *pp. 23-92, 42 figg., 4 tavv. n. t.*

MEMORIE DELLA SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E DEL
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

Volume XVIII - Fasc. III

RICERCHE SULL'ANFITEATRO MORENICO DI RIVOLI - AVIGLIANA (PROVINCIA DI TORINO) E SUL SUO SUBSTRATO CRISTALLINO

(con carta a colori al 1 : 40.000 e con 4 tavole a colori e 2 b. n.)

F. PETRUCCI - Rilevamento Geomorfologico dell'Anfiteatro morenico di Rivoli - Avigliana (Prov. Torino) (Quaternario Continentale Padano - Nota 3) (*)

G. C. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ - Il substrato cristallino dell' Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) e alcune considerazioni sull'evoluzione paleografica e strutturale della eugeosinclinale piemontese (**)

(*) Istituto di Geologia dell' Università di Parma.
Col contributo del C. N. R. - « Comitato per le Scienze Geologiche e Mineralogiche » - Ricerche di Geografia Fisica, Geomorfologia e Glaciologia.

(**) Istituto di Geologia dell' Università di Torino e Centro di Studi sui problemi dell' orogeno delle Alpi occidentali del C. N. R.

MILANO
29 giugno 1970

Elenco delle Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano

MEMORIE DELLA SOCIETÀ ITALIANA DI SCIENZE NATURALI
E DEL
MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

Volume XVIII - Fasc. III

RICERCHE SULL'ANFITEATRO MORENICO DI RIVOLI - AVIGLIANA (PROVINCIA DI TORINO) E SUL SUO SUBSTRATO CRISTALLINO

(con carta a colori al 1 : 40.000 e con 4 tavole a colori e 2 b. n.)

F. PETRUCCI - Rilevamento Geomorfologico dell'Anfiteatro morenico di Rivoli - Avigliana (Prov. Torino) (Quaternario Continentale Padano - Nota 3) (*)

G. C. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ - Il substrato cristallino dell' Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) e alcune considerazioni sull'evoluzione paleografica e strutturale della eugeosinclinale piemontese (**)

(*) Istituto di Geologia dell' Università di Parma.
Col contributo del C. N. R. - « Comitato per le Scienze Geologiche e Mineralogiche » - Ricerche di Geografia Fisica, Geomorfologia e Glaciologia.

(**) Istituto di Geologia dell' Università di Torino e Centro di Studi sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali del C. N. R.

MILANO
29 giugno 1970

FRANCO PETRUCCI (*)

Rilevamento geomorfologico dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino)

(Quaternario Continentale Padano - Nota 3) (**)

Riassunto. — Vengono illustrate con Carta a colori al 40.000 le condizioni geomorfologiche dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana situato allo sbocco della Valle di Susa ed il relativo terrazzamento fluvioglaciale. La serie cronostratigrafica affiorante è la seguente:

— *Interglaciale Günz-Mindel*: conglomerati fluviali cementati correlabili con il « *Ceppo* » della Brianza.
Superiormente:

— *Morenico Mindel*: esso è rappresentato da diverse cerchie situate in posizione più esterna con tipico paleosuolo di colore rosso assai intenso, potente sino a 5 metri, completamente argillificato, con scheletro a ciottoli silicei e silicati alteratissimi.

— *Fluvioglaciale Mindel*: attraverso gli scaricatori fluvioglaciali si correla alle rispettive cerchie moreniche: è sufficientemente ben conservato, ma ridotto. Il paleosuolo è simile a quello presente sul morenico con tipica pedogenesi dell' Interglaciale Mindel-Riss. Esso è assimilabile al « *Ferretto* » della Brianza.

— *Morenico Riss*: è presente con numerose cerchie e costituisce la maggior parte dell'Anfiteatro. In particolare merita menzione la grande « *cerchia spartiacque* » che viene attribuita al Riss II.

— *Fluvioglaciale Riss*: esso prende origine dalle rispettive cerchie moreniche e forma un ampio terrazzamento che costituisce la maggior parte della Pianura fino al Po.
Sia il Morenico che il Fluvioglaciale Riss presentano in superficie testimoni di paleosuolo rosso-bruno argillificato tipico della pedogenesi dell' Interglaciale Riss-Würm.

— *Morenico e Fluvioglaciale Würm*: formano l'unità morfologica più interna e ridotta dell'Anfiteatro a suolo bruno.

— *Copertura eolica*: si estende fino a ricoprire gran parte della zona in oggetto, con una coltre che da pochi decimetri raggiunge diversi metri di potenza. Si ritiene prevalentemente Cataglaciale, rispettivamente del Mindel, del Riss e del Würm.

— *Terrazzi fluviali olocenici*: le *Alluvioni* che si estendono lungo i corsi d'acqua principali vengono distinte in: *antiche*, *medio-recenti* ed *attuali*.

Abstract. — Geomorphological Mapping of the Morainic Amphitheatre of Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) - (Continental Quaternary of Po Valley - Paper n. 3).

The geomorphological mapping (colour map 1:40.000) of the morainic Rivoli-Avigliana Amphitheatre near the end of the Susa Valley and of its fluvio-glacial terraces is described and illustrated. The exposed sequence is chronostratigraphically as follows from bottom to top:

— *Günz-Mindel Interglacial*: cemented fluvial conglomerates correlatable with « *Ceppo* » of Brianza.

— *Mindel Morainic*: it is represented by several outer arcs with a typical deep red paleosoil, thick up to 5 meters, completely decomposed into clay, with a framework of very weathered silicate pebbles and chert ones.

— *Mindel Fluvio-glacial*: the correlation between these sediments and the respective moraines is clear by outwash channels: they are rather well preserved, and rather thin. The paleosoil is similar to that overlaying the morainic with typical soil formation of the Mindel-Riss Interglacial. It is correlatable to the « Ferretto » of Brianza.

— *Riss Morainic*: it is present with several arcs and it is the prevailing unit of the Amphitheatre.
It is to be mentioned the large « water-shed arc », usually considered Riss II.

— *Riss Fluvio-Glacial*: it extends by a wide terrace, from the respective morainic arcs to the Po river.
Riss Morainic and Fluvio-glacial show in the upper part evidences of clayey red-brown paleosoil, typical of the Riss-Würm integracial soil formation.

— *Würm Morainic and Fluvio-Glacial*: they represent the innermost and the narrowest morphological unit of the Amphitheatre with brown soil.

— *Aeolian Covering*: it is covering most of the studied area, with a thickness ranging from few decimeters to

---

(*) Professore incaricato di « *Rilevamento Geologico* » e Assistente ordinario presso la Cattedra di Geologia dell'Università degli Studi di Parma.

(**) Lavoro eseguito col contributo del C.N.R. - « Comitato per le Scienze Geologiche e Mineralogiche » - Ricerche di Geografia Fisica, Geomorfologia e Glaciologia.

La Carta è stata presentata il 1° Settembre 1969 alla Sezione VI - Stratigrafia - dell'VIII Congresso INQUA, Parigi.

several meters. It is thought to be respectively the cataglacials of Mindel, Riss and Würm.

— *Holocene Fluvial terraces*: they extend along the main streams and are subdivided into: Old, Sub-Recent, Recent.

Zusammenfassung. — **Geomorphologische Untersuchung des morenischen Amphitheaters von Rivoli-Avigliana (Provinz Turin) - (Kontinentales Quartär des Po-Gebietes - Siehe Erläuterung 3).**

In der vorliegenden farbigen Karte im Massstab 1:40 000 werden, die geomorphologischen Gegenbenheiten und das fluvioglaziale Terrassensystem des Endmoränenkranzes von Rivoli-Avigliana am Ausgang des Susa-Tals dargestellt. Es erscheint, von unten nach oben, die folgende chronostratigraphische Serie:

— Das *Günz-Mindel-Interglazial* besteht aus fluviatilen zementierten Konglomeraten, die mit dem « *Ceppo* » des Brianza korreliert werden können.

— Die *Mindel-Moräne* wird durch verschiedene Gürtel repräsentiert, die eine externere Position einnehmen. Es tritt ein typischer Paläoboden mit intensiver Rotfärbung auf. Die Mächtigkeit erreicht 5 m. Die Mindel-Moräne ist vollständig verlehmt und besitzt ein Gerüst aus wechsellagernden Kiesel- und Silikat-Geröllen.

— Das *Mindel-Fluvioglazial* lässt sich über die fluvioglazialen Schuttkegel mit den entsprechenden Moränengürteln korrelieren; es tritt genügend gut erhalten auf, ist allerdings reduziert. Der Paläoboden ähnelt demjenigen der Mindel-Moräne mit einer für das Mindel-Riss-Interglazial typischen Bodenbildung. Er ähnelt dem « *Ferretto* » der Brianza.

— Die *Riss-Moräne* präsentiert sich in zahlreichen Gürteln und baut den Hauptteil des Endmoränenkranzes auf. Besonders verdient der grosse Gürtel hervorgehoben zu werden, der als Wasserscheide fungiert und dem *Riss II* zugeordnet wird.

— Das *Riss-Fluvioglazial* entstand ursprünglich aus den entsprechenden Moränengürteln und bildet ein weites Terrassenfeld, welches den grössten Teil der Ebene bis hin zum Po überdeckt. Die Riss-Moräne und das Riss-Fluvioglazial führen an der Oberfläche Reste eines rotbraunen verlehmten Paläobodens der typisch für die Bodenbildung während des Riss-Würm-Interglazials ist.

— Die *Würm-Moräne* und das *Würm-Interglazial* bauen die internste und reduzierteste morphologische Einheit des Endmoränenkranzes mit brauner Bodenbildung auf.

— Die *äolisehe Bedeckung hüllt* weite Teile des untersuchten Gebietes mit einer Mächtigkeit, die von wenigen Metern bis zu einigen Dezimetern reicht, ein. Sie wird für frühglazial, resp. Mindel, Riss und Würm gehalten.

— Die *holozänen fluviatilen Terrassen* erstrecken sich längs der grösseren Flüsse und werden in alte, mittlere bis rezente und in heutige Terrassen eingeteilt.

Résumé. — On illustre avec une Carte en couleurs à 40.000 me les caractères géomorphoogiques de l'amphithéâtre moranique de Rivoli-Avigliana au débouché de la Vallée de Susa et les terrasses fluvio-glaciaires correspondantes. La série chronostratigraphique visible à l'affleurement est la suivante:

— *Interglaeiaire Günz-Mindel*: conglomérats fluviatiles, cimentés, corrélables avec le « *Ceppo* » de la Brianza, surmontés par:

— *Morainique Mindel*, représenté par plusieurs arcs à l'extérieure avec un typique paléosol rouge très vif, puissant de 5 mètres, complètement argileux et squelette à cailloux siliceux et silicates très altérés.

— *Fluvioglaciaire Mindel*, par le milieu des déchargeurs fluvioglaciaires il se rattache aux correspondants arcs morainiques; il est suffisement bien conservé, mais réduit. Le paléosol est semblable au paléosol du morainique, avec la typique pédogénèse de l' Interglaciaire Mindel-Riss et sembiable au « *Ferretto* » de la Brianza.

— *Morainique Riss*: avec plusieurs arcs il constitue la plus grande partie de l'Amphithéâtre. En particulier il faut rappeller le *grand are de separation des eaux*, référable au Riss II.

— *Fluvioglaeiaire Riss*, il dérive des correspondants arcs morainiques et forme de larges terrasses, qui constituent la plus grande partie de la Plaine jusqu'au Pô. Le Moraniques et le Fluvioglaciaire Riss sont recouverts par des résidus du paléosol argileux jaune-rouge, formé pendant l' interglaciaire Riss-Würm.

— *Morainique et Fluvioglaeiaire Würm*, à sol brun ils constituent la partie morphologique plus enterieure et réduite.

— *Couverture éolienne*: elle recouvre grande partie de la zone et est puissante de quelques centimètres à plusieurs mètres. Elle peut se référer surtout au Cataglaciaire du Mindel, du Riss et du Würm.

— *Terrasses fluviales oloeéniques*, ces alluvions qui sont encaissées le long de principaux cours d'eau sont distinguées en: anciennes, médio-récentes et actuelles.

PREMESSA

Questo studio fa parte di un ciclo di ricerche geomorfologiche e pedologiche (*Quaternario Continentale Padano - Nota 3*), con indirizzo essenzialmente analitico, per poter giungere con numerosi dati ad una sintesi dei fenomeni continentali quaternari nella regione padana.

La presente ricerca geomorfologica sull'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana venne da me iniziata nel 1965, allorchè il Prof. ROBERTO MALARODA, Direttore dell'Istituto di Geologia di Torino, invitò il Prof. SERGIO VENZO, a collaborare per il *Quaternario continentale*, nei Fogli geologici *Vercelli*, *Torino* e *Carmagnola*.

Questa ricerca, voluta dal Servizio Geologico d'Italia per la nuova edizione dei Fogli al 100.000, risultò interessante per studi e ricerche sugli anfiteatri morenici sudalpini della regione piemontese e relativi terrazzamenti, nonchè per lo studio geomorfologico, litostratigrafico e paleopedologico del « *Bacino fluviolacustre di Villafranca d'Asti* ». Penso sia da ricordare la collaborazione che scaturì fra gli Istituti di Geologia di Torino e di Parma, nonchè con quello di Geologia Applicata della Facoltà di Agraria di Firenze, diretto dal Prof. FIORENZO MANCINI.

Vista l'importanza di questi rilievi il CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE « *Comitato nazionale per le Scienze Geologiche e Mineralogiche* », ha incoraggiato l'ulteriore proseguimento di queste ricerche. In tal modo le indagini, vennero approfondite nell'area del Foglio *Torino* ed estese nel limitrofo Foglio *Susa*, fino a comprendere l'intero arco dell'Anfiteatro allo sbocco della Valle di Susa nella Pianura.

Le ricerche geomorfologiche intraprese dal Prof. S. VENZO già da diversi decenni sugli apparati morenici sudalpini, dalla Lombardia al Veneto, hanno formato presso la Scuola di Parma una équipe di ricercatori specializzati nelle ricerche geomorfologiche del « *Quaternario continentale padano* ».

Da molti anni l'Autore ha partecipato a tali ricerche incoraggiato dal Prof. S. VENZO, appassionato animatore di studi sul Quaternario.

La presente ricerca è stata condotta in collaborazione con il Prof. MANCINI ed i suoi Assistenti G. A. FERRARI e D. MAGALDI per quanto riguarda lo studio dei suoli e paleosuoli.

Il substrato cristallino dell'area in esame è stato studiato da G. C. BORTOLAMI e G. V. DAL PIAZ, presso l'Istituto di Geologia di Torino. Entrambe le équipes, parallelamente al presente lavoro, faranno uscire due note: la prima, relativa ai suoli e paleosuoli, verrà pubblicata quanto prima; la seconda, riguardante il substrato cristallino, è sul presente volume.

Un ringraziamento particolare vada a SERGIO TAGLIAVINI dell'Istituto di Geologia di Parma ed a FRANCESCO CARRARO dell'Istituto di Geologia di Torino, che hanno collaborato in rilievi e ricerche limitrofe all'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana.

Si ringrazia inoltre il Geom. RENATO CAVAZZINI, disegnatore della Carta, e la « LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA » di Firenze per la cura e la tempestività con cui hanno portato a termine la stampa della Carta che, in tal modo, potè essere presentata in occasione dell'VIII Congresso INQUA di Parigi, nel settembre 1969.

Inquadramento regionale.

L'area cartografata si trova allo sbocco della Valle di Susa nella Pianura, in sponda sinistra del F. Po e si estende ad ovest di Torino.

Topograficamente è compresa nelle Tavv. « Rivoli » III SO e « Alpignano » III NO del F° 56 *Torino* e nelle Tavv. « Almese » II NE e « Giaveno » II SE del F° 55 *Susa*, della Carta d'Italia 1:100.000 dell'I.G.M. . Della Tav. « Almese » non è stata rilevata la parte più settentrionale, mentre della « Giaveno » manca una piccola area al margine meridionale.

Il rilevamento originale è stato eseguito alla scala 1:25.000 e ridotto successivamente all'1:40.000.

Metodo di lavoro.

Nello studio del « *Quaternario Continentale Padano* », l'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana, rappresenta un apparato tipo, a sud delle Alpi. Inoltre la sua non grande estensione, poco meno di quattro tavolette, rappresenta un'area sufficientemente ristretta e facilmente percorribile in un tempo relativamente breve che permette al ricercatore specializzato di fare delle rapide correlazioni. Le varie cerchie moreniche sono ben conservate, come pure la frequenza di profili pedologici, tali da permettere uno studio approfon-

dito dei suoli e paleosuoli, con utili correlazioni fra le varie cerchie in base anche alla pedologia.

Il metodo di lavoro seguito, che ha portato alla compilazione della presente Carta, è stato il seguente: G. V. DAL PIAZ & G. C. BORTOLAMI, hanno cartografato il substrato cristallino e studiato anche dal punto di vista genetico e petrografico le « *Formazioni dei calcescisti e delle pietre verdi* » nonchè il cosiddetto « *Ricoprimento Dora-Maira* », qui affiorante. A questo proposito, si ricorda, che gli Autori sopracitati presentano una Nota esplicativa in questo stesso volume ([1]).

Il rilevamento geomorfologico dell' intero Anfiteatro morenico e dei relativi fluvioglaciali, fluviali e lacustri, nonchè della copertura eolica è dovuto a F. PETRUCCI; mentre lo studio pedologico, con relative analisi dei suoli e paleosuoli, è in corso da parte di F. MANCINI & G. A. FERRARI, con la collaborazione di D. MAGALDI, ed uscirà quanto prima sulla stessa rivista.

Come si può vedere, la metodologia seguita, per uno studio completo dell'area in esame, ha richiesto la presenza di tre « équipes » specializzate: la prima per il substrato cristallino, la seconda per i depositi quaternari, la terza per lo studio dei suoli e paleosuoli.

Le ricerche dei depositi quaternari sono basate sulla possibilità di stabilire una successione cronologica degli elementi morfologici: morene, terrazzi fluvioglaciali e fluviali, depositi lacustri ed eolici. Sono inoltre stati presi in considerazione i paleosuoli, originati nelle distinte fasi pedogenetiche dei diversi interglaciali. Nello studio dei loess si osserva, ad esempio, che la pedogenesi relativa ad un interglaciale si è spinta in profondità, dal deposito eolico al sottostante morenico o fluvioglaciale, confermando in tal modo la natura prevalentemente cataglaciale di questi depositi. A proposito di ciò l'argomento verrà affrontato in maggior dettaglio nel capitolo dedicato alla *Copertura eolica*.

La metodologia seguita nel presente lavoro è quella già adottata da S. VENZO (1947, 1948, 1949, 1956, 1957, 1961 e 1965), che si interessò a questi studi nella regione sudalpina dalla Lombardia al Veneto. I suoi rilevamenti, infatti, sono basati su una cartografia geomorfologica di dettaglio, una accurata indagine dei paleosuoli, una ricostruzione stratigrafica delle serie e, ove possibile, con correlazioni tra continentale e marino, oppure con studi sistematici di serie lacustri a pollini, fondamentali per stabilire la successione paleoclimatica e cronostratigrafica. A tal fine questo Autore collaborò, per un certo periodo, con F. LONA: vedi LONA (1950), LONA & FOLLIERI (1957 e 1958), LONA & VENZO (1956-57), LONA & VENZO (1957). Da questa ricerca scaturirono interessanti considerazioni e dati per correlazioni cronostratigrafiche con ampi riconoscimenti anche in campo internazionale.

Allo stato attuale delle nostre ricerche vengono portati dati analitici, che potrebbero essere in seguito avvalorati o superati da ulteriori studi. Non si ritiene opportuno, in questa fase, giungere a conclusioni sintetiche, che potrebbero essere preclusive di ulteriori analisi oggettive degli avvenimenti che hanno portato alla formazione dei sedimenti continentali padani.

CENNO BIBLIOGRAFICO

Per quanto rguarda l'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana, la maggior parte degli studi risale al secolo scorso: ben pochi Autori, negli ultimi decenni, si interessarono del Quaternario allo sbocco delle valli della Dora Riparia (Valle di Susa) e del T. Sangone.

Non si ritiene opportuno menzionare ricerche precedenti al 1850, in quanto superate dalle successive conoscenze geologiche, pur restando opere valide per comprendere il cammino compiuto dalla ricerca scientifica nel campo della geomorfologia.

MARTINIS & GASTALDI (1850), in una comunicazione alla Società Geologica di Francia, illustravano con appropriate osservazioni i fenomeni glaciali e fluvioglaciali del Quaternario nella valle del Po e nella Val di Susa. Questi fenomeni venivano comparati a quelli della Pianura Svizzera. E' questo il primo saggio di valore per lo studio degli apparati morenici sudalpini e relativi fluvioglaciali.

In proposito si riporta il pensiero di F. SACCO (1887) che, quasi quarant'anni dopo, così esaltava l'opera del GASTALDI e del MARTINIS: « *Però il potente ingegno di* BARTOLOMEO GASTALDI *applicatosi all'esame diligente di queste regioni collinose subalpine riuscì a svelarne il modo di formazione, e vediamo quindi pubblicato nel 1850 un lavoro di questo geologo assieme al* MARTINIS, *per provare l'origine glaciale dell'Anfiteatro di Rivoli e per tracciarne a grandi tratti la storia* ».

([1]) G. C. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ: *Il basamento cristallino dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana* (Prov. Torino), ecc.

Prima di allora non si erano avute nozioni precise dei fenomeni glaciali.

DE MORTILLET (1860) pubblicando il suo lavoro « *Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes* » sintetizza il quadro geomorfologico dei maggiori apparati morenici sudalpini.

F. SACCO (1887) descriveva l'Anfiteatro morenico di Rivoli e relativo fluvioglaciale e fluviale, corredando il lavoro mediante una carta a colori 1:100.000 e richiamando, per maggiori dettagli, ad una sua carta 1:25.000 del 1886, peraltro poco conosciuta, in quanto non sufficientemente divulgata. Le ricerche del SACCO, pur avendo un notevole valore scientifico e storico non riescono a puntualizzare il problema.

A. STELLA (1895) portava un tentativo di sintesi « *Sui terreni quaternari della valle del Po in rapporto alla Carta Geologica italiana* », riassumendo i dati dei vari Autori che si interessarono dell'argomento fino a quell'epoca.

Senza entrare in particolari si può dire che la sintesi sulle suddivisioni del Quaternario fino a quell'epoca era la seguente:

Alluvium (Quaternario recente) e
Diluvium (Quaternario antico).

Come si può vedere si è ancora lontani da una interpretazione organica e chiarificatrice, anche perchè gli Autori non sono sempre stati concordi sulle diverse attribuzioni.

G. CAPEDER (1898) pubblicava un lavoro sull'Anfiteatro di Rivoli dal titolo « *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Anfiteatro morenico di Rivoli* »: purtroppo questa rara pubblicazione è ora irreperibile: ricordo che in essa il loess viene riconosciuto per la prima volta come deposito eolico (CAPEDER & VIGLINO 1898 e CAPEDER 1904). In quest'ultimo lavoro l'autore tratta con acutezza i problemi del loess in particolare, delle varie cerchie moreniche e degli interglaciali; per questi ultimi tuttavia non mette a punto il problema, confondendo i vari depositi interglaciali con i fluvioglaciali e fluviali, ecc.

PREVER (1907) studiò l'Anfiteatro morenico di Rivoli ed illustrò la zona con cartina morfologica 1:100.000. Il dettaglio del rilievo e l'acume interpretativo, superiore a quello dei precedenti studiosi, fanno di questa comunicazione un lavoro di alto valore scientifico. L'Autore fa una tripartizione del Morenico e del relativo Diluvium (fluvoglaciale). Le cerchie moreniche più antiche sono quelle esterne: *morenico della 1ª epoca*; in posizione intermedia quelle del *morenico della 2ª epoca*; e più interne quelle del *morenico della 3ª epoca*. I relativi « fluvioglaciali » (Diluvium) nascono dalle rispettive cerchie moreniche. A grandi linee si potrebbe ora comparare la prima epoca al « Mindel », la seconda al « Riss » e la terza al « Würm ». Dal PREVER, le Alluvioni sono distinte in *antiche* e *recenti*, come è pure segnalata la presenza del loess e di dune, anche se i depositi eolici sono più estesi di quanto non figuri nella sua cartina.

CRAVERI (1910) riprendeva a trattare del loess piemontese e delle « *dune continentali* » di Trofarello-Cambiano e di Grugliasco, puntualizzando l'origine eolica di tali depositi, discutendo il senso di provenienza del vento (Nord-Ovest) e l'età predominante, che si può correlare al Cataglaciale Riss (*inizio della seconda fase interglaciale*) con parziale, successiva ripresa e trasporto di tali depositi nel Cataglaciale Würm (suo *Postglaciale*).

SACCO (1921 e 1927), con due distinte note sul Glacialismo nella Valle di Susa e nella Valle d'Aosta, tracciava un quadro sintetico dei due anfiteatri di Rivoli e Ivrea, introducendo per la prima volta a Sud delle Alpi i termini « penkiani » di *Mindel, Riss* e *Würm*. Inoltre attribuiva al Mindel la zona più esterna di ogni anfiteatro, al Riss quella mediana ed al Würm la più interna ed assai ridotta, nell'ambito dell'anfiteatro, ma presente entro valle.

Ancora SACCO (1922) censiva « *I principali massi erratici dell'Anfiteatro morenico di Rivoli* », quali testimoni dell' immensa potenza dei fenomeni glaciali allo sbocco della Valle di Susa.

La prima stesura del Foglio geologico 56 *Torino*, usciva nel 1925 a cura di MATTIROLO, NOVARESE, FRANCHI, STELLA & SACCO. In esso l'Anfiteatro di Rivoli veniva attribuito per la maggior parte, a cordoni morenici würmiani e, per piccole aree, a morene prewürmiane. Tuttavia da tale Carta non è possibile vedere la genesi delle varie glaciazioni e lo stesso SACCO (1935), nelle « *Note Illustrative* » al Foglio precisa: « *Quanto al terreno morenico . .. tale terreno è indicato con tinta unica, in realtà vi si possono distinguere le formazioni di tre periodi appartenenti alla prima (mindeliana?), seconda (rissiana?) e terza (würmiana?) glaciazione, ecc.* » (sic). Inoltre SACCO, per maggiori chiarimenti sull'argomento, rimanda il lettore alle sue precedenti pubblicazioni del 1921 e del 1927. E' evidente che il Foglio *Torino*, edito nel 1925, fu un notevole passo indietro nelle conoscenze del Quaternario continentale in genere, ed in particolare degli anfiteatri morenici, come accadde anche per altri numerosi Fogli della Carta Geologica d' Italia.

Da ricerche bibliografiche è risultato che V. H. MENSCHLING (1957), si interessò del Quaternario

allo sbocco della Valle di Susa, ma la sua breve nota non è conosciuta in Italia.

Uno fra gli ultimi Autori che si interessarono allo studio dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana, è stato P. GABERT (1962). Il suo lavoro, a carattere monografico, tratta dei diversi aspetti morfologici della Pianura padana occidentale e relativa regione pedemontana, dal Piemonte alla Lombardia centrale. Di conseguenza prende in esame i vari anfiteatri morenici di questa vasta regione, fra cui quello in oggetto.

Ho avuto occasione di conoscere personalmente questo Autore, che è ricercatore appassionato, dalla dialettica affascinante e col quale ho avuto ampi scambi di idee sull'argomento. A prescindere da un'analisi dettagliata delle sue ricerche (per le quali si rimanda il lettore a GABERT 1962), si può asserire che il GABERT ritiene la pianura essenzialmente würmiana, con piccole aree rissiane. Per quanto riguarda gli apparati morenici, l'Autore non segnala la presenza di morenico Mindel avendolo identificato con il Riss; mentre il morenico Würm si estende su tutta la restante area dell'Anfiteatro ed è comprensivo dei morenici rissiano e würmiano (vedi fig. 179 e fig. 180 a pagina 408). Al contrario non sono state prese in considerazione le grandi carte fuori testo perchè risultano poco chiare per errori di stampa.

Lo studio dei paleosuoli, da parte di GABERT, non ha dato dei risultati del tutto accettabili, in quanto discordi con le attribuzioni della Pedologia che portano al riconoscimento di paleosuoli più antichi, originatisi nell' Interglaciale Mindel-Riss e Riss-Würm. Su questa base d' interpretazione il GABERT è giunto a conclusioni diverse. In occasione dell'ultimo Congresso INQUA - Parigi, Settembre 1969 - il problema è stato discusso direttamente dall'Autore con GABERT. Alla luce della presente ricerca Egli stesso ha concordato sostanzialmente con le idee dello Scrivente, riservando l'opportunità di una eventuale estensione del morenico Würm alla cerchia rissiana più interna della Valle Dora.

La seconda edizione del Foglio 56 *Torino* (1969) e le relative « *Note Illustrative* » (1969) portano un quadro parziale e sintetico dell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana eseguito dall'Autore.

Del tutto recente è la comunicazione tenuta da F. PETRUCCI (1969) all' « *VIII Congresso Internazionale dell' INQUA - Parigi* », in cui nella seduta del 1° settembre 1969 alla « *Sezione Stratigrafia* », presidente la Signora H. ALIMEN, illustrava la presente Carta a colori. Nel dibattito seguito alla presentazione, i pareri sono stati concordi sul sostanziale valore del presente rilevamento.

CARRARO & PETRUCCI (1969), infine, allo stesso Congresso INQUA di Parigi, nella seduta del 31 Agosto « *Sezione Cartografia* », presidente S. VENZO, hanno inoltre presentato una « *Carta geologica della Pianura piemontese* » 1:400.000. In questa Carta è stato sintetizzato l'aspetto geomorfologico dei depositi quaternari continentali della Pianura piemontese: fluviali e fluvioglaciali, anfiteatri morenici, depositi fluviolacustri del Villafranchiano, ecc. Tale Carta prese spunto dai nuovi Fogli geologici eseguiti per la II edizione della Carta Geologica d' Italia dalle scuole di Torino e di Parma, integrati da rilievi originali di F. CARRARO & F. PETRUCCI. Entrambe tali comunicazioni usciranno sugli Atti dell'VIII INQUA: come riassunto sono già apparse nei « *Résumés des Comunications* » dello stesso Congresso.

CENNO ALLA SERIE PREQUATERNARIA

La serie prequaternaria interessata dalla Carta è costituita da un « *Substrato cristallino* », riferibile al « *Ricoprimento Dora-Maira* » con rocce del Prewestfaliano e del Carbonifero, e dalla « *Formazione dei calcescisti e delle pietre verdi* » del Mesozoico. Come accennato in precedenza, per la descrizione si rimanda direttamente a G. C. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ che la illustrano in questo stesso volume.

Nel presente rilievo, procedendo da Ovest ad Est, al di sotto della coltre quaternaria, dal « Substrato cristallino » si passa al « Sedimentario » che affiora, in sponda destra del F. Po, una decina di chilometri più ad Est della presente Carta, ove costituisce la « Collina terziaria di Torino », contrafforte più occidentale delle « Colline del Monferrato ».

Nelle immediate vicinanze di Torino, la *Serie terziaria* in affioramento, comprende i termini che vanno dall'Aquitaniano-Cattiano (« *Formazione di Antognola* ») al Tortoniano argilloso. Mentre più ad Est l'intera serie comprende le formazioni dall'Eocene superiore (« *Formazione di Gassino* ») al Pliocene con « *Facies di Astiano* » (vedi F° 56 *Torino* - 1969).

Gli studi in superficie condotti dalla Scuola di Torino, e quelli nel sottosuolo (specialmente per opera dell'A.G.I.P.), mettono in evidenza un motivo strutturale che sulla « Collina » è formato, partendo da oriente, da un'anticlinale, da una successiva sinclinale, e da una seconda anticlinale (Fig. 1). Esse si immergono rapidamente sotto i depositi continentali della Pianura. La sinclinale e

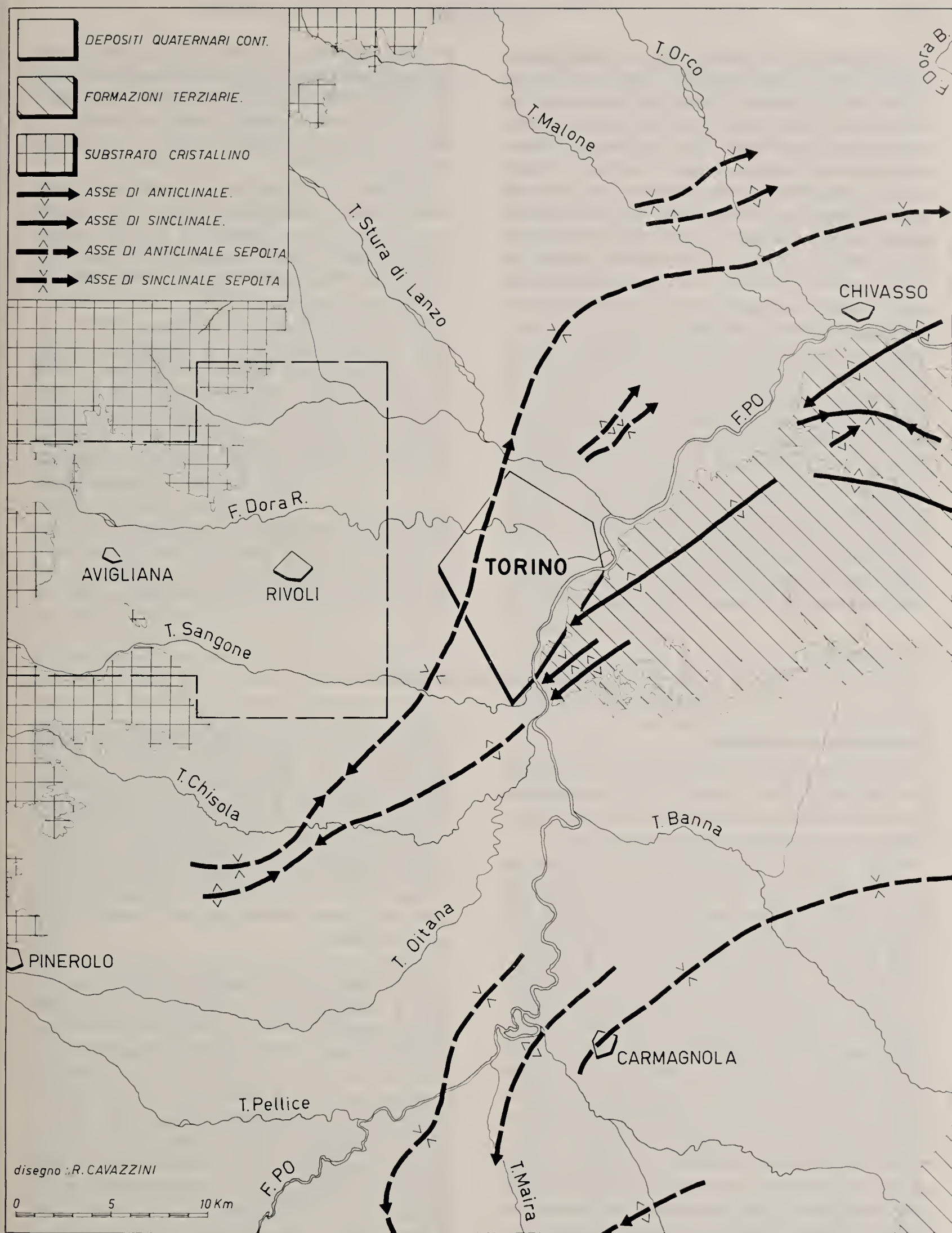



Fig. 1. — Carta Indice del Rilevamento geo-morfologico dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana; assi strutturali della Pianura Torinese e della collina di Torino, ripresi dai nuovi Fogli della Carta Geologica d'Italia: F° 56 Torino e F° 68 Carmagnola. Vedere spiegazione nel testo.

l'anticlinale più occidentali vanno scomparendo immergendosi sotto la Pianura, mentre rimane costantemente presente la prima anticlinale che prosegue entro l'area del F° 68 *Carmagnola* (1969) con direzione Sud-Ovest. Sotto la Pianura, immediatamente ad Ovest del vecchio centro di Torino con asse SSO-NNE, è segnalata una lunga sinclinale che segue ad una certa distanza il margine alpino, descrivendo una enorme *esse* nelle aree dei Fogli *Vercelli*, *Torino* e *Carmagnola* (vedi). In corrispondenza di questa lunga sinclinale deve essersi formata la maggior area di subsidenza, prima di raggiungere i contrafforti alpini. Gli accumuli di sedimenti sono infatti considerevoli: i dati geofisici ed i diversi pozzi eseguiti dall'A.G.I.P. raggiungono al massimo il Miocene inferiore a profondità di qualche chilometro. Per la stratigrafia e la tettonica di dettaglio delle « Formazioni terziarie » si rimanda il lettore alla bibliografia ed ai Fogli geologici sopra ricordati, mentre sarà opportuno soffermarci ancora brevemente su quest'ultima sinclinale oligomiocenica nell'area interessata dal presente rilevamento.

In sponda destra del F. Po, le « Formazioni terziarie », prima di immergersi sotto la Pianura che si estende da Torino a Rivoli, formano un'anticlinale piuttosto stretta. Quindi in sinistra Po, con asse SSO-NNE, si estende un'ampia sinclinale il cui margine più occidentale viene a contatto, al disotto dei depositi quaternari, con il « Substrato cristallino ».

Le perforazioni eseguite in quest'area per ricerche idriche, segnalate da SACCO e da qualche altro Autore, hanno incontrato, sotto al Quaternario lo stesso « *Villafranchiano* » e la serie marina che dal Pliocene si spinge in profondità fino al Tortoniano, ed oltre?

Resta da interpretare il « *contatto* » fra i « Depositi terziari marini » ed il « Substrato cristallino », in quanto non visibile in affioramento. Tale « contatto » investe complessi problemi di tettonica alpina, ma potrebbe essere anche verosimilmente di natura stratigrafica-sedimentaria, in quanto almeno da un certo punto del Miocene (od Oligocene sup.?) in poi, i depositi terziari si sarebbero sedimentati a ridosso o sullo stesso Substrato (Carta). La presenza del Pliocene in certi pozzi, non lungi dal margine alpino, potrebbe esser conferma di ciò, tuttavia non escludendo la ripresa di movimenti tettonici anche in tempi molto recenti.

L'ANFITEATRO MORENICO

Interglaciale Günz-Mindel.

I termini più antichi della serie quaternaria, qui affiorante, sono costituiti dal conglomerato fluviale, poligenico, ad elementi minuti dell' Interglaciale Günz-Mindel (Fig. 1, Tav. VII).

Esso presenta stratificazione lenticolare di tipo fluviale, talora con intercalazioni sabbiose, sabbioso-ghiaiose, raramente argillose, sempre fortemente cementato, almeno nelle scarpate lungo i corsi d'acqua. Affiora, infatti, lungo le più profonde incisioni della Dora Riparia, da Alpignano alle porte di Torino, e del Sangone, da Gonzole a Mirafiori. Stratigraficamente è sottoposto al morenico ed al fluvioglaciale Mindel. Tali depositi conglomeratici, potenti sino alla sessantina di metri, formano due estese conoidi sepolte, rispettivamente della Dora e del Sangone, e giungono in prossimità del F. Po. Da dati di perforazione, questi conglomerati risultano sovrapposti ai depositi fluviolacustri villafranchiani, venendo a formare continuità di sedimentazione continentale dal Villafranchiano (fresco?) al Mindel escluso.

Due località sono fondamentali al fine di determinare la loro precisa posizione stratigrafica: la prima, lungo il T. Sangone ad Est di Gonzole, fino a Beinasco (fuori Carta, vedi Foglio *Torino*); la seconda, nella profonda forra in sponda sinistra della Dora, a Pianezza. In entrambe queste località è evidente la sottoposizione al Mindel.

Questa antica fase fluviale (ig^{G-M}) è comune nel bacino padano sia al Versante Alpino, fino alla regione del Garda, sia a quello Appenninico, fino all'Emilia centro-occidentale, ove è stata ampiamente segnalata.

Nella presente area, in particolare, e in molte zone del Piemonte occidentale, questa facies fluviale è manifestamente sovrapposta ai depositi fluviolacustri del « *Villafranchiano fresco* », formando con esso un passaggio verticale di facies (*da fluviolacustre a fluviale*), con una sedimentazione continua fino al Mindel escluso. Il Villafranchiano fresco, diffusamente esteso sotto la Pianura piemontese, affiora in lembi più o meno ristretti al margine alpino; mentre nella regione pianeggiante compresa fra i contrafforti del Bacino terziario del Piemonte, e nella stessa zona di bassa collina, i depositi fluviolacustri villafranchiani, affiorano per una estensione considerevole entro l'area dei fogli *Torino*, *Carmagnola*, *Asti*,

ecc. In questa « *area tipo* » il Villafranchiano, con le due *facies calda* (²) e *fresco-fredda* (³), continuerebbe la deposizione fluvio-lacustre fino a tutto l' Interglaciale Günz-Mindel (vedi PETRUCCI-TAGLIAVINI 1968, Fogli *Torino-Carmagnola* e relative Note Illustrative). In questo caso l'ultima parte del Villafranchiano farebbe passaggio laterale di facies al conglomerato G-M (fluviolacustre il primo, fluviale il secondo).

Il « *Villafranchiano fresco* » nella regione piemontese, viene a corrispondere in parte al Günz. Il morenico Günz è infatti ampiamente segnalato in Lombardia e nella regione del Garda (PENCK 1909, NANGERONI 1929, RIVA 1943 e VENZO 1948-1952, ecc., 1965) mentre non è ancora segnalato lungo l'arco alpino occidentale. Nelle suddette regioni, sul Günz riposa il « Ceppo lombardo » attribuito ai depositi fluviali dell' Interglaciale Günz-Mindel, e su questo il Mindel sia morenico sia fluvioglaciale. Il « Ceppo lombardo » è correlabile quindi al nostro conglomerato.

PETRUCCI (1968) nell'Appennino parmense, fra le valli dei torrenti Taro e Baganza, ha segnalato una successione litostratigrafica che comprende alla base i depositi marini del Calabriano su cui, trasgressivi, riposano « *conglomerati* » di tipo fluviale (Interglaciale G-M), e su di essi depositi fluviali terrazzati, con al tetto un tipico paleosuolo dell' Interglaciale Mindel-Riss (FERRARI & MAGALDI 1968). Tale segnalazione riveste particolare importanza, in quanto viene a delimitare la posizione stratigrafica dei « *conglomerati* » in oggetto per l'area appenninica, collocandoli fra il Calabriano ed il fluviale Mindel. La diffusione dei depositi G-M lungo il margine padano, starebbe a testimoniare, un' intensa fase erosiva, probabilmente connessa con debole sollevamento marginale alpino-appenninico ed abbassamento del bacino per subsidenza.

Mindel.

Il morenico Mindel è testimoniato, nell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana, dal sistema di cordoni a paleosuolo *intensamente ferrettizzato,* con dolce morfologia, specialmente sul settore settentrionale dell'Anfiteatro, mentre nella parte meridionale si riscontra un rilievo più accentuato.

Tali cordoni rappresentano i testimoni di più estese cerchie, in parte sepolte ed in parte smantellate dalla successiva fase rissiana. Rispetto all'Anfiteatro rissiano, queste cerchie sono infatti in posizione più esterna, testimoniando un maggior sviluppo areale dei depositi morenici mindeliani. Fra i centri di Collegno-Grugliasco, in località Leumann, nella parte frontale dell'Anfiteatro, è conservato un lembo morenico mindeliano, semisepolto, testimone della più estesa cerchia, che verso sud-ovest, doveva congiungersi con i cordoni coevi di Truc Monsagnasco, ed a Nord-Ovest, con quelli di Pianezza. Questa parte frontale dell'Anfiteatro morenico mindeliano è stata erosa, asportata e sepolta dal fluvioglaciale rissiano della Dora Riparia.

L'attribuzione al Mindel è stata fatta in base a fattori morfologici e pedologici. Le colline moreniche mindeliane, presentano una morfologia addolcita, che sta a testimoniare una lunga esposizione agli agenti meteorici. Questo fatto ha favorito la formazione del potente paleosuolo argilloso rosso intenso, nel lungo Interglaciale Mindel-Riss. La copertura pedologica che ne derivò, prettamente argillosa, favorì l'erosione, con un conseguente addolcimento della morfologia originaria. La successiva fase glaciale contribuì notevolmente a colmare le depressioni all'esterno dell'Anfiteatro, ricoprendo talvolta lo stesso morenico che attualmente affiora in lembi isolati sul circostante fluvioglaciale rissiano.

In questo Anfiteatro risulta difficile ricostruire una pluripartizione della glaciazione del Mindel, simile a quella dell'Anfiteatro del Garda, in quanto non esistono nette separazioni fra la cerchia del primo e del secondo stadio. Questo almeno per la parte sinistra, zona di S. Gillio-Druento, mentre sulla destra dell'Anfiteatro, a Sud di Rivoli, si può notare una pluripartizione del Mindel.

Il *Mindel I* verrebbe ad affiorare sul circostante fluvioglaciale rissiano, fra Bruino e Orbassano. Questi due lembi relitti sono testimoni di una più ampia cerchia che andò sepolta ed in parte demolita. Di recente anche l'opera dell'uomo contribuì a far scomparire le tracce dei due debolissimi rilievi a « *dosso di cetaceo* », che emergevano di pochi metri dalla circostante Pianura.

Ho assitito personalmente, negli scorsi anni, a questa opera di demolizione con cave e livellamenti che mettevano in evidenza grossi erratici morenici e ghiaie, con al tetto il paleosuolo tipico ad argille rosse del M-R. Attualmente la zona è in via di lottizzazione per insediamento industriale e quasi totalmente ricoperta da costruzioni e da relativa rete viaria.

Il *Mindel II* è ampiamente sviluppato sulla sinistra del T. Sangone fra Rivalta e Villarbasse, con diversi cordoni ben conservati e relativo paleosuolo.

(²) Pliocene sup.
(³) Pleistocene più antico.

Il PALEOSUOLO si forma durante un interglaciale (periodo di tempo assai lungo compreso fra due glaciazioni) in cui permangono condizioni climatiche piuttosto incostanti con periodo arido intercalato a stagioni umide durante l'anno e fino a formare nella parte sommitale di un deposito una alterazione più o meno profonda di origine chimico-fisica e biologica che trasforma il sedimento morenico originario in un suolo con caratteristiche particolari. E' appunto su queste caratteristiche che il pedologo si basa per definire un paleosuolo apparteneente ad un determinato interglaciale. In base a queste considerazioni generali di carattere geo-pedologico, ed a quelle particolari dettate dalla pedologia si determina una successione di paleosuoli che serve per l' identificazione stratigrafica dei vari periodi glaciali del Quaternario.

I depositi del Mindel: morenico, fluvioglaciale, ecc., hanno al tetto un paleosuolo, più o meno troncato, se l'erosione ne ha asportato parte di esso, che riveste caratteri diagnostici inconfondibili.

La formazione di un paleosuolo avviene nell' interglaciale successivo alla deposizione dei materiali; così per i depositi del Mindel la pedogenesi dovette verificarsi nell' Interglaciale Mindel-Riss; per i depositi del Riss, nell' Interglaciale Riss-Würm, ecc.

Le caratteristiche del « *Paleosuolo Mindel-Riss* » sono state ottimamente sintetizzate da F. MANCINI (1969) e vengono riportate integralmente per puntualizzare il problema:

> « In alcuni recenti lavori per diverse regioni, sia del versante sud-alpino che dell' Italia padana e centrale, si rinvengono descrizioni del paleosuolo originatosi durante il grande Interglaciale, su depositi di età mindeliana. E' noto che il Mindel-Riss è stato un Interglaciale assai lungo, intorno ai 160-180 mila anni, con un clima per l' Italia che, pur con varie oscillazioni, aveva precipitazioni forse più abbondanti, certo meglio distribuite di oggi e temperature almeno un pò più elevate. Ne è conseguita la formazione di un suolo di grande potenza, sino a cinque o sei metri in adatte condizioni morfologiche, che chiaramente indica sia la durata del processo pedogenetico che le condizioni climatiche in cui si è verificato.
>
> I paleosuoli che sono rimasti sino ad oggi, pur di regola troncati dall'erosione e privi di tutto l'antico orizzonte A e sovente di buona parte dell'orizzonte B, mostrano le seguenti caratteristiche principali:
>
> A) Colorazione rossa assai intensa (di norma 2,5 YR delle *Munsell Soil Color Charts*), che solo in vicinanza del substrato passa a tonalità più gialle e brune in funzione della litologia dei materiali ciottolosi, sabbiosi, o loessici già molto alterati, da cui deriva.
>
> B) Argillificazione molto avanzata con percentuali della frazione argilliforme normalmente intorno al 40%, ma che non di rado salgono sino al 50%.
>
> C) Screziature, marmorizzazioni e pseudogley abbondanti negli orizzonti inferiori, chiaro indizio di una idromorfia passata e attuale, di notevole intensità.
>
> D) Frequente presenza di una plintite abbastanza ben sviluppata e indicante fenomeni di incipiente laterizzazione.
>
> E) Desaturazione del complesso di scambio molto marcata e sovente crescente dall'alto al basso, testimonianza di una pedogenesi di considerevole durata.
>
> In conclusione si tratta dunque di suoli con chiare impronte di una evoluzione in ambiente tropicale o subtropicale umido con copertura sicuramente forestale ».

MANCINI conclude:

> « Sul Garda questi suoli sono a tratti discretamente conservati e caratterizzano gli affioramenti morenici più esterni ».

Anche nell'area dell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana, come si è detto, questi paleosuoli caratterizzano gli affioramenti più esterni, ma si può aggiungere che sono meglio conservati e potenti e più diffusamente estesi che al Garda. Gli asterischi riportati in Carta segnalano le località in cui sono stati studiati i profili più significativi e quelli che si possono raggiungere più comodamente. Però molti altri profili sono presenti in zona, testmoniando una buona conservazione del paleosuolo Mindel-Riss. Da ciò ne consegue che l'attribuzione al Mindel dei relativi cordoni morenici è convalidata dalla pedologia.

Per concludere si segnalano le località in cui sono stati riscontrati i paleosuoli mindel-rissiani più significativi sui depositi morenici di età mindeliana:

A) Affioramenti morenici in sponda destra del Sangone a SE di Bruino: si vedano le tre località contrassegnate con asterisco. La cava poco distante da C.na Richiero, metteva in evidenza un morenico molto grossolano, con grossi blocchi, su cui si osservava un paleosuolo mindel-rissiano, privo della parte sommitale, potente da 1,50 a 2,00 metri. Al di sopra copertura loessica scarsa, probabilmente di età würmiana. Lo stesso dicasi per i due profili più meridionali ad Est di C.na Nuova, messi in evidenza da due profondi scavi.

B) Cordoni morenici di Truc Monsagnasco-Truc Bandiera-S. Martino, lungo la strada Villarbasse-Trana, in sponda sinistra T. Sangone. I diversi asterischi della Carta mettono in evidenza profili pedologici di paleosuolo M-R sempre troncati al tetto, ricoperti da depositi eolici più recenti.

In quest'area, per la morfologia piuttosto accentuata, i profili risultano solo parzialmente conservati, ma sempre indicativi di una pedogenesi mindel-rissiana, che si ritrova ancora diffusamente estesa su tutte le morene. Questo per quanto riguarda il morenico Mindel nel settore meridionale dell'Anfiteatro, mentre nella parte settentrionale, ove la morfologia è più piatta si ha una coper-

tura pedologica più o meno conservata. Gli asterischi indicati in questa zona riguardano soltanto alcuni profili meglio esposti.

Ricordo in particolare:

C) Il profilo di S. Gillio, ora in parte ricoperto, che non potè essere studiato in dettaglio, quando un profondo scavo lo aveva messo chiaramente in evidenza ([4]). Esso risulta ubicato sul cordone più esterno. Ma soprattutto va segnalato quello che è stato studiato in dettaglio dai pedologi in località Druento.

D) Il profilo pedologico di Druento è, infatti, uno dei più conservati e potenti di quelli conosciuti a sud delle Alpi. Esso si trova al limite nord-orientale del cordone morenico che giunge fino sul T. Casternone e partendo dalla sommità scende sul fianco della collinetta, senza subire fenomeni di soliflussione o di scorrimento (Figg. 1, 2 Tav. VIII; fig. 1 Tav. IX). La potenza del paleosuolo, in questo profilo, è rilevante, raggiungendo i 5-6 metri ed oltre. L'argillificazione è assai spinta, con colorazione rossa assai intensa (2.5 YR fino a 10 R) e laccature nere di ossidi di manganese. Lo scheletro è formato da ciottoli silicei e silicati alteratissimi; totale è l'assenza di ciottoli calcarei che sono andati completamente disciolti; manca in tutta la zona di alterazione ogni traccia di carbonati. L'alterazione dei ciottoli silicati è così spinta che anche elementi di 30-40 centimetri di diametro, possono essere facilmente tagliati con un coltello od addirittura, i frammenti, venire spappolati fra le dita. Si osservano frequenti screziature, marmorizzazioni e pseudogley negli orizzonti inferiori, che testimoniano una idromòrfia di notevole intensità.

Questo stesso profilo nella parte superiore è interessato in parte da depositi eolici completamente argillificati rossi del Mindel. Tale fatto dimostra che questo loess è dello stesso Cataglaciale. Infatti anch'esso ha subìto la pedogenesi dell' Interglaciale Mindel-Riss, che interessò sia il loess che il sottostante morenico. Ciò viene riscontrato anche altrove in condizioni analoghe; nel presente lavoro l'argomento verrà ripreso nei paragrafi che seguono.

Un breve accenno deve essere fatto, infine, per il morenico della Valle del T. Sangone. Due chilometri circa, ad occidente di Giaveno, poco a Sud di Bergeretti, entra in carta l'estremità di un cordone morenico che si estende fin quasi a Coazze (vedi Foglio *Susa*). Per la presenza del paleosuolo Mindel-rissiano questo morenico viene attribuito al Mindel e fa parte di un piccolo anfiteatro morenico allo sbocco della Valle del Sangone nella Pianura.

L'esistenza di queste tracce moreniche, in una valle così ristretta, che non raggiunge quote elevate (raramente si superano i 2000 metri), devono essere state determinate dalla vicinanza con la Valle di Susa in cui i grandi ghiacciai mindeliani e rissiani dovevano far risentire la loro influenza anche nelle valli limitrofe. La notevole massa di ghiaccio determinava un abbassamento di temperatura che portava alla formazione di ghiacciai anche nelle piccole valli, i quali scendevano fino a raggiungere le quote più basse allo sbocco nella Pianura, testimoniate ora dalla presenza del morenico. Per ragioni cartografiche questo piccolo anfiteatro non è stato incluso nella presente *Carta*, ma senz'altro merita uno studio particolare, unitamente ai morenici di Val della Torre (Valle del T. Casternone) — vedi Foglio *Susa* — che rappresentano due distinte manifestazioni di uno stesso fenomeno.

Fluvioglaciale Mindel.

Dai cordoni morenici mindeliani, attraverso gli scaricatori si origina il sistema terrazzato fluvioglaciale a « *ferretto* », che è sospeso sino ad una trentina di metri. La presenza di paleosuoli del tutto simili a quelli già descritti per il morenico, conferma per altra via la sua appartenenza al Mindel. Questi terrazzi rossi sono sospesi con scarpate dai 30 ai 7 metri sugli attuali alvei dei torrenti Sangone, Casternone e del F. Dora. Essi formano terrazzi ondulati, che si immergono, a breve distanza dalle morene, più o meno sensibilmente ad unghia, sotto il fluvioglaciale rissiano (zona di Tetti Rivoli - Doirone - Gonzole).

Da Pianezza a Druento, il Fluvioglaciale Mindel è sospeso con lieve scarpata, che si va accentuando dalla Dora al Casternone, sul Fluvioglaciale rissiano. Tale scarpata testimonia un vecchio alveo della Dora, che poteva raggiungere l'attuale valle del T. Casternone poco a valle di Druento (vedi anche Foglio *Torino*). Come è avvenuto per

([4]) La possibilità di studiare i profili pedologici è affidata infatti al caso, in quanto occorrerebbero delle disponibilità finanziarie per eseguire trincee e sondaggi nelle località ritenute di particolare interesse.

In questa sede si vuole altresì richiamare l'attenzione degli speciali organi del C.N.R., affinchè prendano in considerazione il problema che talvolta riveste un carattere fondamentale per la ricerca.

Certi profili pedologici sono inoltre da ritenersi come fondamentali per correlazioni, confronti e studi e dovrebbero essere tutelati come veri e propri musei e di conseguenza venire preservati dalla invadenza della espansione edile.

il morenico, anche il Fluvioglaciale Mindel è stato in parte asportato da fenomeni di erosione dell' Interglaciale M-R successivamente ricoperto dal Fluvioglaciale Riss.

Il vecchio alveo della Dora sarebbe infatti stato colmato dai successivi depositi fluvioglaciali rissiani che avrebbero lasciato la parte più alta della originaria scarpata a testimoniare il passaggio dal sistema terrazzato più antico a quello più recente.

In sponda destra del Sangone, il Fluvioglaciale Mindel è ricoperto dalla pianura rissiana, che risulta poco potente. Infatti, esternamente al morenico, fino a giungere ad Orbassano ed oltre, scavi di 8-10 metri mettono in luce un paleosuolo mindel-rissiano, e non si esclude che talvolta la copertura eolica sia la sola a mascherare il terrazzo mindeliano. Nel Foglio *Carmagnola* quasi a contatto col presente rilievo a sud di Orbassano, ebbi a cartografare lo stesso terrazzo mindeliano, che da Piossasco si estende verso SE e poi si immerge ad unghia sotto il fluvioglaciale rissiano. Tale terrazzo è strettamente legato ai depositi fluvioglaciali mindeliani dell'Anfiteatro, ed è la testimonianza di quanto potesse estendersi originariamente l'ampia conoide del Mindel.

Nell'angolo NE della Carta, ad Est dell'abitato di Givoletto, entrano diversi terrazzi facenti parte di un unico antico sistema, con alte scarpate sui corsi d'acqua attuali, e vengono attribuiti al Mindel. Essi sono la prosecuzione più meridionale della grande paleoconoide mindeliana della Stura di Lanzo (*Foglio Torino*) e forse in questa regione anche dell'antico Ceronda. Questo alto sistema terrazzato — Fluvioglaciale Mindel I e II — con paleosuolo dell' Interglaciale Mindel-Riss, è estraneo all'Anfiteatro morenico di Rivoli e rappresenta una facies fluviale mindeliana a ciottoli della Valle Stura di Lanzo ([5]). Mentre più ad oriente nella Valle di Aosta si è formato un secondo anfiteatro di notevoli proporzioni, che riprende il motivo morfologico di quello di Rivoli-Avigliana.

La paleoconoide mindeliana della Stura di Lanzo risulta la più estesa e la più conservata a Sud delle Alpi. Essa è medialmente interessata dalla più bassa conoide del Riss, con scarpata sulla trentina di metri e più, come appare anche dal *Foglio Torino*.

Dal punto di vista morfologico si può aggiungere che il terrazzamento del Fluvioglaciale Mindel, talvolta è mascherato dalla copertura eolica, che — come sul morenico — può essere di tre fasi distinte e talora sovrapposte, del Mindel, del Riss e del Würm.

Sotto l'*aspetto pedologico*, si può affermare che la conservazione dei paleosuoli è ottima, tenendo conto anche del lungo periodo intercorso dal Mindel ai giorni nostri. Si tratta in genere di una copertura di suolo continua più che di lembi testimoni di paleosuolo, anche se talora ne sono stati erosi gli orizzonti superiori. Gli asterischi sono indicativi e segnalano le località principali, nelle quali sono stati studiati i vari profili per le relative correlazioni geomorfologiche.

Ricordo in particolare il profilo di paleosuolo mindel-rissiano che è stato messo in luce dalla profonda incisione della strada che sale al nuovo Ospedale Psichiatrico, due chilometri ad Est di Rivalta (Fig. 3, Tav. VII). La potenza di questo paleosuolo è superiore ai 7 metri; la parte superiore è costituita da loess completamente argillificato e di colore rosso intenso; mentre la parte sottostante è formata da depositi ghiaiosi fluvioglaciali, sempre alteratissimi e rossi. Anche in questa zona si riscontra una conferma dell'origine cataglaciale del loess almeno per il Mindel. Al disopra di questo loess rosso si trova altra copertura eolica di colore giallastro, spessa pochi decimetri, e su di essa materiale argilloso sabbioso molto fine di determinazione incerta. Questo caratteristico profilo pedologico che illustro a Tav. VII e che risulta uno dei più completi a sud delle Alpi, verrà studiato ed illustrato da F. MANCINI e G. FERRARI in Nota a parte.

Riss.

Il morenico Riss, a paleosuolo di colore rosso-bruno, argillificato, con forte lisciviazione e presenza di pseudogley — potente sino a m 2,50 — costituisce la maggior parte dell'Anfiteatro. Dalla *Carta*, appare subito, l'enorme sviluppo delle cerchie rissiane, e tra esse una grande « *cerchia spartiacque* », che viene indicata con pallini più grossi e sigla *R II*; essa si può seguire con continuità lungo tutto l'Anfiteatro, partendo in sponda destra Dora, da Mortera - Battagliotti - S. Bernardino - Trana - Forte, che circonda la depressione dei la-

([5]) Si ricorda che lungo le profonde incisioni della paleoconoide, dovute alla Stura ed al Ceronda, gli Autori del Foglio *Torino* hanno segnalato il « *Villafranchiano* ». Inoltre riconoscono con sicurezza la facies *inferiore calda* che viene identificata con quella classica del tipico bacino fluviolacustre di Villafranca. Mentre fanno riserva per la *facies superiore fredda*, che ritengono in parte erosa, come già riteneva SACCO, ed in parte riunita cartograficamente al fluviale mindeliano. A mio avviso, come d'altronde propongono gli stessi Autori, alcune sezioni meriterebbero un più approfondito studio per identificare lo stesso Villafranchiano in facies fresco-fredda e forse gli stessi depositi conglomeratici dell' Interglaciale Günz-Mindel sottostanti al fluviale Mindel.

ghi di Avigliana. La massima cerchia prosegue fra Uriola e Reano, formando le creste di Truc Carlavè - Pian Topiè - Cresta Grande - Castello di Rivoli, fino a svilupparsi a NE del Cimitero di Rivoli, giungendo in prossimità della Dora all'altezza di Bruere ad est di Alpignano dove il cordone è ridotto. Qui, il grande scaricatore fluvioglaciale prima, e il Fiume Dora poi, hanno interrotto per quasi 2 km, questa grande cerchia che riprende a Pianezza e prosegue verso Cascina Costa (profilo pedologico: Fig. 2, Tav. IX), continuando per Caselette e giungendo, in sponda sinistra Dora, fino a Milanere, Grange ed oltre. Nella grande *conca morenica* di Villar Dora-Almese, al limite interno dell'Anfiteatro, i cordoni si perdono per l'assetto del ghiacciaio che doveva ristringersi contro le pendici occidentali di M. Musinè, che lo obbligavano a sud.

Questa grande cerchia spartiacque viene attribuita al *R II* per la presenza su di essa di numerosi lembi testimoni di paleosuolo riss-würmiano (*R-W*): uno dei profili più significativi è quello di Cascina Costa (contrassegno sulla Carta). All'esterno del *R II* si trovano altri cordoni morenici minori che possono testimoniare il Riss più antico (*R I*), con lembi consimili di paleosuolo. Da questi cordoni esterni, attraverso i relativi scaricatori, si origina un terrazzamento attribuibile al Fluvioglaciale Riss I. Mentre dalla grande cerchia del Riss II e da quelle immediatamente più arretrate si origina la grande piana del Fluvioglaciale Riss II, con lembi di paleosuolo rosso bruno del *R-W*, che giunge fino a Collegno-Grugliasco al limite orientale della Carta, e più ad oriente, sino Torino, situato sullo stesso terrazzo in sponda sinistra del Po, come appare anche dal Foglio *Torino*. Infatti negli scavi per le fondamenta delle nuove costruzioni di Mirafiori - S. Paolo il terrazzo presenta paleosuolo argilloso rosso-bruno.

Ad Est di Rivoli, fra Tetti Rivoli e Collegno, è possibile vedere la piccola scarpata che separa i due fluvioglaciali del Riss. Sulla *Carta* non sono state fatte distinzioni, ma ci si è limitati a segnalare il « salto morfologico » ove è presente; sull'argomento si ritornerà nel paragrafo riguardante il Fluvioglaciale Riss.

All' interno della cerchia Riss II si trovano altri cordoni indicati sulla Carta, che formano l'Anfiteatro morenico di ritiro del Riss II (Cataglaciale *R II*).

Il contrafforte di M. Musinè, che giunge ai 1150 metri di quota, ha determinato un notevole ostacolo al fianco sinistro del ghiacciaio rissiano, interrompendo la continuità degli stessi depositi morenici che, in parte, si sedimentavano nella conca di Villar Dora-Almese, disponendosi irregolarmente; in minor parte raggiungevano Pianezza-Grange di Brione, formando cordoni morenici con regolare disposizione ad anfiteatro. Quindi, sul lato sinistro, l'Anfiteatro rissiano ad oriente del M. Musinè risulta morfologicamente più piatto e di minor estensione areale nei confronti di quanto non sia in sponda destra della Dora. Infatti il ghiacciaio, uscendo dalla Valle, veniva costretto fra le alture del M. Musinè stesso e della Sacra di S. Michele (m 962 di quota), subendo una brusca deviazione verso sud, nella regione dei laghi di Avigliana; nel contempo incontrando le asperità rocciose di Avigliana e del Moncuni, il ghiacciaio si bilobava e proseguiva verso SE depositando le morene fino al Sangone-Villarbasse-Rivoli-Bruere.

In sponda destra del Sangone, sono presenti alcuni lembi erosi di morenico rissiano che da Dalmassi giungono a Trana. Essi sono le prosecuzioni più meridionali dell'Anfiteatro di Avigliana, successivamente isolati dall'erosione del Torrente Sangone che ha inciso il morenico. Questi depositi morenici sono dovuti a risalite del ghiacciaio sui pendii per alcune centinaia di metri, anche a sud della *Carta*. La presenza di questi lembi relitti, in gran parte mascherata dalla folta vegetazione, è testimoniata soprattutto da erratici di rocce della Val Susa che solo il ghiacciaio ha potuto depositare.

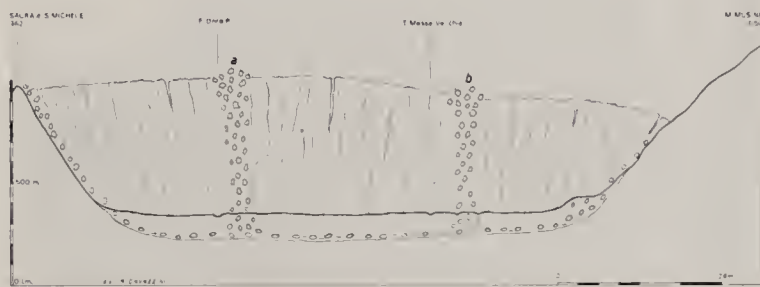



Fig. 2. — Sezione trasversale allo sbocco della Valle di Susa fra le Cime della Sacra di S. Michele e monte Musinè, con ricostruzione del potente ghiacciaio rissiano, poco prima di giungere nell'area dell'Anfiteatro. Nel disegno sono schematizzate le confluenze dei ghiacciai provenienti dalle due grandi valli principali: Val di Bardonecchia e Cenischia fuori Carta, in Val di Susa. In *a* la Val di Bardonecchia (F. Dora di Bardonecchia), confluisce nella Valle di Thuras (F. Dora Riparia), per dar origine alla Valle di Susa vera e propria. In *b* la Val Cenischia (essa si estende fino al Moncenisio), che confluisce a Susa nella valle principale. I materiali morenici mediani dovuti a queste due grandi confluenze dovevano giungere più o meno indisturbati fino a questo limite, per poi essere depositati a formare le cerchie moreniche dell'Anfiteatro unitamente a quelli delle valli minori non schematizzate nella ricostruzione. Viene pure ricostruito il fondovalle primitivo (in tratteggio), in seguito innalzato per oltre un centinaio di metri dai depositi morenici, fluvioglaciali e fluviali fino a raggiungere l'assetto attuale (pozzi).

La valle del T. Casternone, a nord della Carta, presenta pure depositi morenici che giungono in sponda sinistra fino all'altezza di Brione, mentre in corrispondenza dell'abitato di Val della Torre, il morenico è presente sopra le conoidi anche sul lato destro della Valle. Del pari, lungo il Rio Vaccaro, a monte di Givoletto, si osservano due piccoli cordoni morenici che chiudono a « tenaglia » la Valle, testimoniando la fronte di piccola lingua glaciale. I morenici di tali piccole valli sono stati attribuiti al Riss per ragioni morfologiche. Non si hanno elementi determinanti dal punto di vista pedologico per la forte erosione a cui sono andati soggetti questi depositi.

Fig. 3. — Masso erratico denominato « *Pietra Alta* » (v. Carta). Si trova in Comune di Casellette (Tav. Alpignano III NO, F° 56 Torino - Coordinate chilometriche: E 1382425, N 4996050), a quota 368 metri s.l.m..
Esso proviene da una imprecisata località della Valle di Susa ed è costituito di serpentinite; misura m 10 di altezza sul piano di campagna e m 50 di circonferenza. Ora situato sulla cerchia morenica del Riss II, è stato trasportato in questo luogo dal grande ghiacciaio rissiano, come numerosissimi altri *massi erratici* che caratterizzano (o caratterizzavano), molte altre località dell'Anfiteatro morenico e della parte più alta dei terrazzi fluvioglaciali.
Estremamente suggestivi dal punto di vista paesaggistico, sono in via di estinzione ad opera dell'uomo che sistematicamente li demolisce. Già F. SACCO (vedi bibliografia) dopo aver illustrato e censito con due *Note* del 1922, questi « *residui o segni naturali d'un grandioso fenomeno geologico, quasi monumenti eretti dal gigantesco Glacialismo antico* » segnalava con disappunto che « *... la loro scomparsa è veramente deplorevole;* ». Quindi, per preservarne la loro ulteriore distruzione, invitava « *... con acquisti od altro modo, come già fecero in alcuni casi alcune istituzioni nostre in attesa che la legge statale, già promessa, li prenda sotto la sua alta protezione* ». Fin qui F. SACCO in un articolo de « Le Vie d' Italia » nel volume 28 a pag. 495.
Ora finalmente la legge esiste, *ma non la sua alta protezione* e i massi erratici scompaiono sotto i colpi della speculazione pianificata: questo è ancor più deplorevole; mentre un tempo, i massi erratici, venivano demoliti dal piccone per i fabbisogni di una povera economia, che inconsciamente sfruttava ciò che la natura aveva così generosamente fornito, senza affrontare onerose distanze.

La vicinanza del grande ghiacciaio rissiano della Valle di Susa doveva determinare un sensibile abbassamento di temperatura nelle valli limitrofe anche a quote poco elevate, determinando la formazione di piccoli ghiacciai secondari e conseguenti depositi morenici.

La grande Valle del Sangone, pur essendo anch'essa una valle di ridotte dimensioni, presenta un suo piccolo e più completo Anfiteatro morenico che giunge ad ovest della Carta fino a occidente di Giaveno, e un terrazzamento Fluvioglaciale del Riss biplice esteso e ben conservato. Anche l'esistenza di questo anfiteatro è da attribuire in gran parte alla vicinanza del grande ghiacciaio della Valle di Susa.

Resta fondamentale il fatto che tutte le morene attribuite al Riss sono ricoperte da lembi più o meno estesi di paleosuolo riss-würmiano di colore rosso-bruno. Di norma i vari profili pedologici sono privi degli orizzonti superiori, cosa che è normale, in quanto le morene rissiane sono a morfologia più accentuata e sospese notevolmente sugli attuali corsi d'acqua; esse si trovano in condizioni di più facile erodibilità da parte delle acque dilavanti. La troncatura, o l'asportazione totale dei profili pedologici, dovrebbe essere dovuta in prevalenza alle fasi fluviali dell'Anaglaciale würmiano; ma questo fenomeno generale a sud delle Alpi non è ancora stato datato con sicurezza. Quest'evento meriterebbe ulteriori studi perchè riveste considerevole importanza, sia dal punto di vista morfologico, sia pedologico che paleoclimatico. Esso infatti si estende anche sull'Appennino centro-settentrionale come segnala F. MANCINI (1969).

Il riferire questo evento all'Anaglaciale Würm significa: aumento di precipitazioni, variazione della copertura vegetale, che andava assumendo minor potere protettivo per l'abbassamento crescente della temperatura dovuta alla nuova incipiente fase di avanzata glaciale del Würm. Di conseguenza si aveva un maggior ruscellamento da parte delle acque e conseguente asporto degli orizzonti superficiali più erodibili per giungere assai di frequente a quelli più profondi, fino a totale asportazione del paleosuolo.

Di frequente, sezioni di paleosuolo riss-würmiano sono sormontate da depositi più grossolani; questo fatto « *potrebbe indicare ambiente se non periglaciale tuttavia clima assai più severo di quello che ha provocato una graduale asportazione*

dei profili e il loro rideposito a breve distanza ([6]) (MANCINI, 1969, pag. 203).

In questa regione, la presenza di materiali grossolani sul paleosuolo riss-würmiano, è già stata segnalata anche da GABERT (1962), ma la sua interpretazione non sembra verosimile (vedi pag. 410 e figg. 181 e 182). Non si tratta infatti di morenico sovrapposto, ma del fenomeno sopracitato di colluvionamento, in periodo molto freddo con arresto dei materiali in quelle parti del pendio che avevano trattenuto lo stesso paleosuolo. Le stesse sezioni segnalate da GABERT come molte altre che si rinvengono un po' ovunque sulle morene rissiane, stanno appunto a testimoniare questo fenomeno.

La questione dei paleosuoli riss-würmiani è ampiamente illustrata da S. VENZO per il Garda (1965), a cui si rimanda per ulteriore approfondimento dell'argomento, come pure a F. MANCINI (1969), che ne illustrò le condizioni pedologiche. Per la degradazione di questi paleosuoli va aggiunto che in epoca storica l'opera dell'uomo ha avuto un ruolo non indifferente.

La frequenza degli asterischi, sulla *Carta*, indica con sufficiente uniformità, la presenza del paleosuolo riss-würmiano, sulle unità morfologiche di età rissiana, comprendendo anche il corrispondente terrazzamento fluvioglaciale. Certamente se, come è stato detto in precedenza, mezzi meccanici fossero stati a disposizione di questa ricerca, si sarebbero potuti ubicare nuovi profili pedologici, che avrebbero messo in luce una più uniforme e chiara presenza del paleosuolo, che spesso resta mascherato dalla folta vegetazione presente in zona.

Anche qui, come è già stato ampiamente segnalato per l'Anfiteatro del Garda (S. VENZO, 1965), i paleosuoli si trovano di frequente colluviati ed accumulati sugli arresti di pendio o sul fondo degli scaricatori. In questo caso il morenico resta denudato del paleosuolo, assumendo un aspetto fresco con blocchi, ghiaie e sabbie in affioramento che possono far pensare ad un cordone würmiano. Ma la presenza dei lembi testimoni di paleosuolo od il loro accumulo ai piedi dei versanti, non può far dubitare sulla reale appartenenza di questi depositi, anche se ghiaiosi, al Riss (Fig. 1, Tav. X).

Il *paleosuolo Riss-würmiano* ha delle caratteristiche pedologiche sue proprie, anche se privo degli orizzonti superficiali, che non può far dubitare sulla sua individuazione e riconoscimento.

([6]) Di sovente, infatti, i paleosuoli si ritrovano accumulati sugli arresti di pendio o sul fondo degli scaricatori glaciali.

Ricorderemo per brevità un solo profilo pedologico che è stato definito dai pedologi F. MANCINI e G. A. FERRARI, come uno dei paleosuoli più tipici, fra quelli rinvenuti sulle morfologie rissiane, formatosi nell' Interglaciale Riss-Würm. Questo profilo, uno dei più significativi fin ora rinvenuti, si trova sulla cerchia morenica del Riss II, lungo il taglio artificiale di una strada a Nord-Ovest di Alpignano in località Cascina Costa (asterisco grosso sulla Carta - Fig. 2, Tav. IX). La potenza di questo profilo pedologico Riss-würmiano raggiunge i m 2,50; il colore è rosso-bruno da 7,5 YR a 5 YR. Si tratta di un suolo lisciviato con orizzonte B a notevole accumulo di argilla illuviale che ha provocato una diminuzione di drenaggio e la conseguente apparizione di pseudogley. Sul paleosuolo si trova una copertura eolica che varia assai rapidamente da luogo a luogo con spessori che da pochi decimetri raggiungono anche valori di 1,50-2 metri circa. Questo profilo è in corso di studio unitamente agli altri più significativi presso l' Istituto di Geologia Applicata della Facoltà di Agraria di Firenze e verrà ampiamente illustrato dalla apposita nota pedologica.

Fig. 4. — Un secondo masso erratico, denominato « *Roc di Rivoli* » (v. Carta). Si trova nel Comune di Rivoli 800 metri a N-NE della Cascina dei Frati (Tav. Rivoli III SO). F° 56 Torino - Coordinate chilometriche E 1385425, N 4991425), a quota 311 metri s.l.m..
Anch'esso proviene da una imprecisata località della valle di Susa ed è costituito di prasinite; misura: m 8 di lunghezza, m 6 di larghezza e m 4 di altezza sul piano di campagna. Risulta in parte sepolto da potente coltre eolica che ricopre placca morenica testimone del Mindel, coperta da fluvioglaciale rissiano. L'erratico si trova allineato tra la collinetta di morenico Mindel di Collegno e quella di Truc Monsagnasco.
Nel momento in cui sta per uscire questo scritto non sappiamo se il masso erratico in oggetto esista ancora, in quanto compreso in un'area in lottizzazione, o se molto più facilmente i suoi 400 m³ circa di materiale prasinitico saranno serviti come pietrisco. Pur essendo uno dei meno belli, resta sempre un testimone suggestivo della glaciazione di Mindel.

Fluvioglaciale Riss.

L'alto sistema terrazzato, a paleosuolo di colore rosso-bruno che affiora nelle cave e talora nei canali e costituisce la Pianura fino a giungere in prossimità del corso del Po e dei suoi affluenti, viene attribuito al Fluvioglaciale rissiano (vedi Foglio *Torino*). Esso si raccorda attraverso gli scaricatori (freccie nella Carta), alle relative cerchie moreniche, formando con quest'ultime una « *unità morfologica* » ben definita e di indiscusso valore.

Il terrazzo *fg R* è costituito da ghiaie più o meno grossolane che vanno riducendosi di diametro via via che si giunge in prossimità del Po, e da sabbie e sabbie argillose in stratificazione lenticolare. Soprattutto in sponda destra Dora sono ben visibili due distinti terrazzi. Il primo è più alto e si raccorda alle morene più esterne del Riss, e viene attribuito pertanto al Fluvioglaciale Riss I. Esso presenta, al passaggio col più basso ed esteso terrazzo del *fg.* Riss II, una lieve scarpata più o meno continua che si sviluppa da Leumann a nord, fin oltre Tetti Rivoli a sud; con interruzione nella zona di C.ne Vica, dovuta allo scaricatore *R II*, come appare dalla Carta.

In sponda sinistra Dora la scarpata non è più visibile e i due terrazzi sono indistinti. Per questa ragione in *Carta* è stata solo riportata la scarpata, senza fare ulteriori suddivisioni.

Dalla cerchia morenica principale Riss II e da quelle più interne ad essa, attraverso gli scaricatori, si origina il grande terrazzo del Fluvioglaciale Riss II. Esso è continuo e costituisce la maggior parte della Pianura, come è già stato detto, e viene interrotto solo in corrispondenza dei grandi corsi d'acqua, su cui è sempre sospeso di diversi metri.

L'originaria morfologia del terrazzamento rissiano è fortemente mascherata dalla copertura eolica, che talora può raggiungere una potenza assai elevata, non di rado superiore a 5 metri; ma a volte il loess è assai ridotto fino a lasciare affiorare gli stessi depositi Fluvioglaciali.

Il *paleosuolo Riss-würmiano* si rinviene in scavi artificiali per nuove costruzioni o in cave. Esso è del tutto assimilabile a quello presente sul morenico e talora la copertura eolica di origine cataglaciale rissiana è interessata dalla pedogenesi. Anche sul terrazzo, come è già stato detto per il morenico, il paleosuolo è ridotto in lembi più o meno conservati ed estesi; pure in questo caso valgono le ragioni già addotte in precedenza per il morenico.

La stessa Pianura Fluvioglaciale rissiana, che attualmente forma un piano leggermente inclinato verso il corso del Po, non si esclude possa essere stata spianata in fasi posteriori al Riss, specialmente in corrispondenza di originarie depressioni che ora sono state totalmente livellate. Da un attento esame si è avuto occasione di notare in profondi scavi la presenza di materiali che fanno pensare ad un riempimento secondario, mentre in altri casi ci sarebbe stata una certa demolizione dell'originario terrazzo.

Questo fatto, come già detto, deve essere legato in particolare, alle fasi fluviali del Würm e, a mio avviso, sarebbe molto più evidente sul terrazzo fluvioglaciale che non sul morenico, in quanto le acque dilavanti avevano maggiore possibilità di erosione per la natura morfologica del terrazzo soggetto a ruscellamento. Al contrario le morene con gli arresti di pendio, le insellature, ecc., hanno permesso la conservazione di lembi di paleosuolo. Invece il sistema terrazzato, ricoperto da depositi eolici di età postwürmiana (Cataglaciale) e in tempo successivo anche fortemente antropizzato, richiede maggiori difficoltà per l' individuazione dei profili pedologici. Di conseguenza restano per lo studio pedologico solo cave o scavi artificiali, visibili accidentalmente e per brevi periodi. Il metodo di lavoro resta, quindi, strettamente legato ad un' indagine pedologica con frequenti sondaggi di pochi metri per stabilire la natura del suolo.

Profili sufficientemente ben conservati sono segnalati in *Carta* con asterisco, lungo la strada che da Borgo Uriola conduce a Tetti Rivoli e da questo centro a Dorione. Specialmente nelle profonde cave è possibile vedere, sotto la spessa coltre eolica, il paleosuolo Riss-würmiano. Fuori *Carta* nella città di Torino scavi hanno messo in luce lo stesso tipo di paleosuolo. Ma resta il fatto generale che i profili dei paleosuoli sono sempre scarsi, mentre è più frequente la presenza di accumuli di suolo eluviato sulla formazione Fluvioglaciale inalterata. Questo fatto è generale ed è stato riscontrato sia all'Anfiteatro del Garda, che a quello di Ivrea. Ciò deve essere interpretato come è già stato illustrato, mentre il fattore che resta determinante è il concetto di « *unità morfologica* », che viene a stabilire una continuità e un parallelismo stratigrafico fra cerchie moreniche, scaricatori e fluvioglaciali corrispondenti: questo è quanto avviene per i depositi di età rissiana.

Tutto ciò ha portato, troppo spesso, ad incongruenze od ad errate interpretazioni: infatti non pochi ricercatori, hanno datato come rissiane le cerchie e il relativo fluvioglaciale come appartenente al Würm. Altri ancora, misconoscendo il valore dei paleosuoli, se pur in lembi testimoni e di frequente troncati, hanno attribuito semplicisticamente al Würm l' intero sistema rissiano.

Infine merita ricordare i terrazzi fluvioglaciali rissiani delle valli secondarie. La Valle del Torrente Sangone in particolare presenta i due terrazzi distinti del Riss I e II. La distinzione in *Carta* è segnata dalla scarpata che giunge sino all'abitato di Giaveno. Questi depositi terrazzati sono legati in parte all'Anfiteatro che scende lungo la Valle del Sangone, ed in parte alle cerchie rissiane che delimitano all'esterno la grande conca dei Laghi di Avigliana. Parte di tale terrazzamento è stato eroso dal Sangone che ha approfondito notevolmente il suo corso dal Riss in poi, incidendo lo stesso morenico fino a Valle di Trana.

Pure la Val della Torre (Valle del T. Casternone) ha dei terrazzi rissiani in parte legati all'Anfiteatro morenico ed in parte dovuti strettamente alla deposizione fluvioglaciale avvenuta nella Valle stessa.

Cataglaciale Riss e Interglaciale Riss-Würm.

A monte dell'abitato di Alpignano, in destra Dora, e all' interno della cerchia morenica di Col Giansesco - Truc Mortè, si trovano dei depositi argilloso-sabbiosi con qualche livelletto a ciottoli di origine lacustre e fluviolacustre. Essi formano un piccolo lembo terrazzato sospeso diversi metri sul Fluvioglaciale würmiano e mostrano passaggi laterali al morenico fangoso di ritiro della più interna cerchia rissiana, alla quale si addossano.

In alcune sezioni per l' ampliamento della strada statale SS n. 25 del Moncenisio, è stata messa in luce parte della serie che presenta stratificazione suborizzontale, talora sublenticolare, con straterelli di solito sui 10-20 centimetri di spessore. Il colore è in genere biancastro, mentre verso la parte superiore diventa nerastro. La presenza di depositi nerastri sartumosi, nella parte alta, testimonia che il bacino era diventato paludoso. Nella zona a contatto col morenico si può osservare quanto segue: 1) Sovrapposizione del lacustre sul morenico rissiano (Fig. 2, Tav. X); 2) Passaggi laterali ripetuti fra morenico di ritiro argilloso, con ciottoli levigati e striati e le argille sabbiose lacustri.

Questi depositi testimoniano l'esistenza di un lago interno all'Anfiteatro, dovuto a sbarramento morenico frontale.

Al di sotto dei depositi lacustri, sono presenti i conglomerati dell' Interglaciale G-M della Dora nella zona di Alpignano: ne consegue che l'esarazione della lingua glaciale rissiana fu scarsa, relativamente poco potente, e si apriva a ventaglio verso la Pianura.

Nell' Interglaciale R-W antico, la soglia morenica di Alpignano venne incisa per oltre 40 m, cosicchè il lago già colmato si svuotò completamente. Gli stessi depositi lacustri furono in gran parte asportati dalla Dora e solo l'esile lembo, a ridosso del morenico, fu conservato in quanto il fiume aveva già profondamente inciso la forra di Alpignano e non poteva più divagare col suo corso. Come provato dalle quote a cui arrivano i depositi, il lago, con scarsa profondità [7], si addentrava per diversi chilometri nella Valle di Susa e doveva ramificarsi anche nella zona degli attuali laghi di Avigliana.

La sua attribuzione al Cataglaciale Riss e Interglaciale Riss-Würm viene quindi fatta in base a correlazioni di carattere stratigrafico-geomorfologico. Il lacustre iniziò a depositarsi nelle fasi di ritiro del Riss e proseguì fino ad un certo periodo dell' Integlaciale R-W, in quanto lungo la stessa sponda della Dora, a quote sensibilmente inferiori, si trova il successivo morenico del Truc della Prà ed il terrazzo ghiaioso würmiano. Di conseguenza il Lago nell'Anaglaciale Würm doveva essere già colmato ed eroso.

Würm.

Delle tre glaciazioni presenti in affioramento a sud delle Alpi, quella del Würm è certamente la più ridotta e più arretrata. Questo fatto è già stato osservato per l'Anfiteatro del Garda da S. Venzo (1965) e viene pure riscontrato nell'Anfiteatro di Ivrea. Nell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana le cerchie moreniche würmiane risultano assai ridotte e circoscritte a lingua nella zona che racchiude i laghi di Avigliana, oltre ai due piccoli cordoni morenici semisepolti dal sovralluvionamento post-Würm (Alluvioni antiche, a^1 e medio-recenti, a^2), sulla sinistra Dora in località Truc della Prà, a SO di Casellette.

Le cerchie moreniche attribuite al Würm si presentano fresche, ossia, in superficie, si nota di norma la tipica litologia morenica inalterata con scarsa copertura a suolo bruno. Dal punto di vista morfologico nella regione dei laghi si osservano tre cerchie distinte: la prima più esterna ed antica, e la seconda più interna, che rispettivamente sbarrano il Lago Piccolo e il Lago Grande. Come provato dalla depressione sartumosa che si insinua sin sotto l'abitato di Avigliana e che appare cir-

---

[7] L'esarazione glaciale doveva essere notevolmente rallentata al passaggio degli ultimi contrafforti di M. Musinè e della Sacra di S. Michele che provocavano una certa deviazione al ghiacciaio avanzante.

condata dal terrazzo di colmamento *fgW*, il Lago Grande si sviluppava ulteriormente a NE per quasi un chilometro. La terza cerchietta che è la più arretrata, a monte del Lago Grande, sbarra la piana sartumoso-torbosa (*s*), già sede di un terzo lago completamente colmato, con fase palustre finale.

Sotto l'aspetto geomorfologico risulta difficile separare i cordoni morenici qui attribuiti al Würm, in quanto essi sono addossati all'Anfiteatro di ritiro rissiano, con caratteristici profili di paleosuolo, a pedogenesi dell' Interglaciale R-W (asterischi nella *Carta*).

L'esistenza dei due laghi di Avigliana, solo minimamente colmati, conferma l'attribuzione al Würm delle cerchie moreniche ghiaiose di sbarramento, che mancano dei tipici paleosuoli del Riss. Se essi invece fossero del Riss più recente, dovrebbero essere già colmati per le loro ridotte dimensioni ed il lungo periodo intercorso. Tuttavia si trovano in una valle relitta, per mancanza di immissario e di conseguenza la loro sopravvivenza potrebbe essersi protratta anche per più lungo lasso di tempo (dal R-W in poi). Il colmamento più a monte del terzo bacino lacustre avrebbe permesso la sopravvivenza dei due laghi più esterni, ai quali sarebbero giunte acque limpide. Il prosciugamento di esso è dovuto a canale di drenaggio verso il Lago Grande. Similmente, il bacino lacustro-palustre più esterno, sbarrato dalla cerchietta del *maximum Würm*, e pertanto singlaciale, drenato e prosciugato da canalizzazione verso il Lago Piccolo.

Dal punto di vista pedologico si può aggiungere che su queste morene non è stato rinvenuto alcun lembo di paleosuolo riferibile all' Interglaciale Riss-Würm; ma essendo i versanti assai ripidi, l'erosione potrebbe anche aver asportato la quasi totalità del suolo, come è avvenuto per la copertura eolica che è stata in gran parte erosa. La mancanza di paleosuolo Riss-würmiano, infatti, è stata determinante per l'attribuzione al Würm. La presenza di lembi di suolo bruno tuttavia non è sempre determinante, in quanto si può formare anche su depositi del Riss e del Mindel.

In sponda destra Dora (vedi Fig. 5), immediatamente a Sud di Avigliana. e proseguendo poco a nord di Buttigliera - Rostà - Truc Mortè, le cerchie più basse e più arretrate dell'anfiteatro rissiano potrebbero anche far pensare al Würm; ma ciò è poco probabile, in quanto in contrasto, sia con l'aspetto morfologico che porta logicamente ad attribuire le suddette piccole cerchie alle ultime fasi di ritiro dello stesso Riss; sia per la presenza di profili pedologici che, seppur privi degli orizzonti superiori, sono riferibili all' Interglaciale Riss-Würm (asterischi sulla Carta). Inoltre il terrazzo ghiaioso di Ferriera-S. Antonio di Ranverso dovrebbe venire allora attribuito all'Olocene antico invece che al Fluvioglaciale würmiano. Lo stesso terrazzo del *fgW*, continua a valle della stretta di Alpignano, dove risulta fortemente sospeso, con sottostante scarpata conglomeratica dell' Interglaciale G-M, ed a sua volta incassato di 8-10 metri rispetto al *fgR* e, di 15-20 rispetto al più antico terrazzo a ferretto del *fgM*.

Nell'attuale fase delle ricerche geomorfologiche, mentre risulta chiara la suddivisione fra Mindel e Riss, non avviene altrettanto fra Riss e Würm che possono presentare limiti incerti. Ciò è dovuto anche alla rarefazione dei profili di paleosuolo Riss-würmiano sulle morene più recenti del Riss, perchè in posizione di maggiore erodibilità. Il sistema würmiano risulta comunque arretrato rispetto all'anfiteatro rissiano ed i suoi ritiri stadiari infravallivi si possono trovare vieppiù arretrati nella Valle principale. Lo studio delle

Fig. 5. — Questa CARTINA mette in evidenza una possibile maggior estensione del morenico Würm, rispetto alla *Carta* a colori, fuori testo, in sponda destra Dora, da Avigliana fino ad occidente di Truc Mortè. Ad avvalorare questa seconda ipotesi resterebbe la disposizione simmetrica fra il cordone di Truc della Prà con quello che si estende ad est della Stazione di Rostà che vengono a chiudere a « tenaglia » la Valle della Dora. Dal punto di vista morfologico ciò appare probabile, anche se sembra più giusto interpretare i cordoni morenici in oggetto riferibili a piccole cerchie di ritiro delle ultime fasi del Riss. Esse infatti si trovano addossate al restante anfiteatro rissiano e formano con esso una unica « unità morfologica ». Inoltre la presenza di alcuni profili pedologici, se pur privi degli orizzonti superiori, sembrano riferibili alla pedogenesi dell' Interglaciale Riss-Würm. Questo fatto è stato determinante nella attribuzione al Riss di tali cerchie sulla *Carta* a colori. Mentre l' ipotesi che esse appartengano al Würm, come rappresentato in questa *Cartina*, e come penserebbero diversi Autori, porta conseguentemente ad attribuire alle *Alluvioni antiche*, il terrazzo di Ferriera - S. Antonio di Ranverso, rompendo la continuità del sistema terrazzato würmiano che si estende uniformemente da Avigliana fino alla confluenza con il Po (*v. Carta a colori e Foglio Torino*). Inoltre il raccordo fra lo scaricatore würmiano (fg^w) ed il relativo terrazzo fluvioglaciale dovrebbe passare sui depositi lacustri del Cataglaciale Riss ed Interglaciale Riss-Würm, del quale non si rinvengono tracce sul terreno.
Come viene spiegato nel testo, resta sempre incertezza nello stabilire un limite fra i depositi morenici rissiani e quelli würmiani, che talora risultano difficili da definire per erosione dei suoli.

Torre del Colle
Molino
S. AMBROGIO
DI TORINO
Grangia
Drubiaglio
R. Vangeirone
Grange
Milanere
CASELETTE
C.na Favorita
T.re della Vigna
Cast. di Camerletto
TRUC DELLA PRA
S.S. del Monginevro N 24
F. DORA RIPARIA
C.no Dosio
Bertassi
Ferriera
S.S. del Moncenisio N 25
S. Antonio di Ranverso
Canale di Rivoli
AVIGLIANA
Villa S. Tommaso
T.re di Buttigliera
V.la S. Agostino
Staz. di Rosta
TRUC MORTE
Mortera
Conv. S. Francesco
Dino
BUTTIGLIERA
ALTA
Nicola
ROSTA
Il Rocco
C.na Merlino
S. Grato
Grignetto
L. Grande
C. Braida
Meana
T.te Colombo
Maritano
L. Piccolo
Sada
C.se Davi
Battagliotti
GIAVENO
Cordero
S. Bernardino
Villa
R. Ollasio
Udrito
Detrito di falda; conoidi.
Depositi argillosi neri (s).
Alluvioni medio-recenti.
Alluvioni antiche.
Fluvioglaciale Würm.
Morenico Würm.
Cataglaciale Riss e interglac. Riss-Würm.
Fluvioglaciale Riss.
Morenico Riss.
Morenico scheletrico e massi erratici.
Substrato cristallino.

serie polliniche dei bacini lacustri di Avigliana, che è progettato, potranno portare nuovi dati determinanti, uniti a ricerche C^{14}, per stabilire la cronostratigrafia e le connesse correlazioni.

Fluvioglaciale Würm.

In tutta la regione piemontese il Fluvioglaciale ed il Fluviale Würm sono notevolmente ridotti, almeno in affioramento; in rapporto anche col ridotto sviluppo del morenico Würm, all' interno degli anfiteatri. La minore estensione sembra essere dovuta inoltre a fenomeni di sovralluvionamento, che avrebbero ricoperto parte del terrazzamento würmiano già ristretto entro le più alte scarpate rissiane. Tale sovralluvionamento si sarebbe verificato nell'Olocene, continuando fino ai giorni nostri; esso è riscontrabile un pò ovunque. Lo stesso Fluviale e Fluvioglaciale rissiano sono talora ricoperti da alluvioni oloceniche molto recenti, come si può vedere nell'area del nuovo Foglio *Carmagnola*. Sempre in conseguenza di questo evento le Alluvioni antiche ed i depositi terrazzati würmiani sono difficilmente separabili, venendo a costituire bassi terrazzi che sfumano insensibilmente gli uni negli altri, lungo i corsi d'acqua principali. Le Alluvioni medio-recenti, poi, hanno ricoperto in parte entrambi questi terrazzi e talora salgono sullo stesso Fluvioglaciale rissiano.

La Valle del Sangone rientra in questo schema generale e, come si può vedere dalla Carta, non presenta altro che il sistema terrazzato olocenico distinto in a^1, a^2 e a^3, incassato tra il fg^M e il fg^R. Il Fluvioglaciale Würm, non affiora, nonostante vi sia l'anfiteatro morenico corrispondente che doveva convogliare parte delle sue acque in Val Sangone, attraverso l'angusto scaricatore, più probabilmente würmiano di Udrito, che attraversa ed incide le grandi cerchie del *maximum Riss*. La maggior quantità dei materiali fluvioglaciali si doveva scaricare lungo la Valle della Dora. Essa presenta infatti un sistema terrazzato fluvioglaciale würmiano, sospeso con scarpate di 5-6 metri sulle Alluvioni oloceniche. Si tratta di un terrazzamento piuttosto ristretto, ma continuo e conservato fino alla confluenza con il Po. Lungo la Valle Dora si è verificata una forte erosione e dilavamento dell'apparato morenico-würmiano. Manca tutta la parte destra dell'anfiteatrino che doveva congiungere il morenico di Avigliana a quello di Truc della Prà, affiorante in sponda sinistra del fiume. C'è stato inoltre il forte sovralluvionamento olocenico a monte della profonda incisione di Alpignano che ha semisommerso lo stesso morenico würmiano di Truc della Prà.

Come illustrato nella Fig. 5, se si tiene valida la seconda ipotesi, di una maggior estensione del morenico Würm, in sponda destra Dora, il terrazzo würmiano di Ferriera-S. Antonio di Ranverso sarebbe dell'Olocene antico (a^1).

Copertura eolica.

I depositi eolici sono genericamente conosciuti da molti anni; essi sono infatti molto diffusi e coprono estese aree in tutto il Piemonte. Anche nelle altre regioni della Pianura padana sono presenti, ma talora non sono stati completamente identificati.

Di recente PETRUCCI (1968) e FERRARI & MAGALDI (1968) hanno segnalato la presenza di loess sui colli e sui terrazzi dell'Appennino parmense, e da ulteriori indagini è risultato che la copertura eolica anche sul Pre-Appennino settentrionale è assai diffusa e talora relativamente potente. Per la regione del Garda i depositi eolici sono stati segnalati e studiati da S. VENZO (1957, 1961, 1965) e da F. MANCINI (1960-1969), anche se qui la loro diffusione è limitata rispetto al Piemonte, essendo ridotta a placche testimoni.

Nella regione piemontese, al contrario, i terrazzi pleistocenici e gli stessi anfiteatri morenici sono ricoperti da una vera e propria « *coltre eolica* », che si estende con continuità su tutto l'areale. La potenza è assai variabile, da pochi decimetri può raggiungere diversi metri di spessore, e talora si hanno dune e barcane, fortemente degradate per opera dell'uomo. Originariamente l'estensione della copertura eolica doveva essere maggiore, in quanto sulla « Collina di Torino » sono ancora presenti numerose ed estese zone ricoperte da loess (vedi Fogli *Torino* e *Carmagnola*), che testimoniano una ulteriore estensione della copertura eolica, in gran parte erosa, sulle stesse Formazioni terziarie, fino a quote di 500-600 metri.

Gli studi sul loess nel nostro paese sono ancora scarsamente diffusi e notevolmente trascurati in rapporto a quanto hanno fatto e stanno facendo gli Autori stranieri. Per affrontare questo problema occorre non solo uno studio della mineralogia e pedologia di questi depositi, ma anche un' indagine sistematica della loro diffusione.

Dal punto di vista stratigrafico si sono riscontrate tre distinte fasi eoliche rispettivamente del Mindel, del Riss e del Würm. Attualmente non si è in grado di distinguere cartograficamente questi depositi in quanto un tale tipo di rilievo, dovrebbe essere condotto con estremo dettaglio e su basi prettamente pedologiche. Per queste difficoltà e

Fig. 6. — Panoramica dei Laghi di Avigliana rispesa dalla strada che conduce da Meana a S. Pietro, in prossimità di quest'ultimo centro.
Sono visibili le cerchie moreniche würmiane (*W*) che cingono il Lago Piccolo e il Lago Grande, nonchè quella più arretrata ed interna che racchiude la piana sartumosa (*s*) a monte del Lago Grande. In primo piano sulla sinistra in basso il conoide su cui sorge il paese di Bertassi; poco più sopra oltre la piana delle *Alluvioni antiche* (a^1), le collinette moreniche würmiane con affioramenti di cristallino fino a giungere ad Avigliana paese, semicoperto; mentre sullo sfondo si estendono le grandi cerchie del Riss (*R*) e più sulla destra la cima del Moncuni e del M. Pietraborga.

per l'alta specializzazione che richiede tale ricerca ci si è limitati a segnalare la loro diffusione, ma non si sono fatte distinzioni cartografiche di carattere stratigrafico-pedologico.

La grande cava per laterizi di Fornace Zola sulla strada Rivoli-Rivalta, mette in luce la sovrapposizione di tre fasi eoliche distinte, del Mindel, del Riss e del Würm, che si evidenziano soprattutto per il loro aspetto pedogenetico assai ben caratterizzato. Il substrato che sopporta questa copertura eolica è il terrazzo fluvioglaciale mindeliano che si origina dalle corrispondenti cerchie moreniche poste immediatamente più ad ovest. Un accumulo di materiali eolici così considerevole e ripetuto nelle tre glaciazioni, è dovuto alla particolare posizione morfologica, che essendo a ridosso dei cordoni morenici, impediva un ulteriore trasporto da parte del vento e un conseguente cospicuo deposito; l'erosione, poi, fu limitata trovandosi la zona della Fornace al centro di un terrazzo mindeliano (vedi *Carta*). Questo esteso profilo che si spinge in profondità sui 10 metri ed oltre, è in corso di studio da parte di FERRARI e MANCINI che lo illustreranno in dettaglio in apposita Nota pedologica.

Gli studi sui loess, come si è detto, sono poco progrediti nel nostro Paese; l'argomento è vasto e coinvolge diverse discipline, con ricercatori specializzati che lavorino in « équipe » nei campi geomorfologico, pedologico, e non ultimo, in quello paleomagnetico, che porterebbe anch'esso a determinare l'età dei vari depositi. In ultima analisi bisognerà stabilire anche per i loess una cronologia « *assoluta* » e di dettaglio, come sta avvenendo in altri Paesi europei e negli Stati Uniti per ricostruire le condizioni climatiche, in cui si sono formati questi depositi e relativa stratigrafia.

Le ricerche in corso a sud delle Alpi sembrano dimostrare una predominanza dei depositi eolici nelle fasi cataglaciali; in quanto, su un corrispondente morenico o fluvioglaciale, il loess immediatamente sovrastante ha subìto la pedogenesi che si è spinta entro lo stesso substrato con un unico processo di formazione del suolo. Questo dimostra che tali loess si devono essere depositati nelle fasi cataglaciali, poichè soggetti alla pedogenesi dell' Interglaciale immediatamente successivo.

Estesa copertura loessica, potente sui m 2,50, copre le cerchie moreniche del Würm I, II e III, nel Piemonte orientale all'Anfiteatro del Verbano, lungo la sponda occidentale del Ticino, dalla Stazione di Portovaralpombia a Dorbiè e Mercurago (G. NANGERONI 1954, Fig. 4 p. 7 e Fig. 8 p. 10; S. VENZO 1955, Tav. XII). Pertanto questo loess deve attribuirsi al Cataglaciale Würm e, più precisamente ricoprendo anche le cerchie più interne, al *Ct. W III*. Ciò sta a confermare il clima freddo, ventoso e steppico, con scarsa vegetazione, del Cataglaciale Würm a sud delle Alpi; mentre gli Autori d'Oltralpe lo attribuiscono in genere alla fase Anaglaciale. Ma anche il morenico e il fluvioglaciale Riss della Brianza sono coperti da loess argillificato rosso-bruno, pedogenizzato nel R-W, che spetta pertanto al Cataglaciale Riss.

All'Anfiteatro orientale del Garda (presso Costermano; S. VENZO 1961), loess completamente argillificato arancio-rossastro, copre il morenico Mindel ed è attribuito, anche da MANCINI (1960), al Riss. Nella serie del Torrion di Valsorda, sopra Bardolino, è presente un loess indurito, che sta sotto al morenico del Riss II e sopra al Mindel; pertanto esso cade nell'Anaglaciale. Sopra, nel M. Moscal, S. VENZO distingue un loess Anaglaciale ed uno del Cataglaciale Würm.

I depositi olocenici.

Alluvioni antiche: formano il terrazzamento olocenico più elevato lungo i maggiori corsi d'acqua. Si estendono più o meno con continuità entro le più alte scarpate del Fluvioglaciale rissiano. In particolare, lungo la Dora, sono sottostanti al terrazzo Fluvioglaciale würmiano che, resta sospeso di 5-6 metri con ripida scarpata. E' questa la prima grande fase di alluvionamento post-glaciale comune a tutte le valli e che talora forma ampie zone della bassa Pianura. Talora il Fluviale o il Fluvioglaciale würmiano sfumano insensibilmente nelle Alluvioni antiche, e risultano mal identificabili per mancanza di salti morfologici ed i suoli non sono sufficientemente differenziati per permettere opportune suddivisioni. Ma molto spesso sembra che le Alluvioni antiche abbiano ricoperto totalmente il terrazzo del Würm sempre assai limitato come accade in Val Sangone.

Si ricorda che il terrazzo würmiano, in sponda destra Dora, di Ferriera - S. Antonio di Ranverso, qualora le morene rissiane più interne fossero attribuite al Würm, dovrebbe essere riferito logicamente alle Alluvioni antiche (vedi Fig. 5).

Alluvioni medio-recenti: formano l'esteso basso terrazzo lungo gli alvei degli attuali corsi d'acqua e si differenziano essenzialmente dalle *Alluvioni recenti ed attuali* in quanto queste ultime formano l'abituale letto del fiume, mentre le prime sono solo soggette a saltuarie ed eccezionali esondazioni.

Conoidi: sono assai diffusi nella zona marginale fra gli alti rilievi montuosi del *Substrato* cristallino ed il fondovalle. Essi sono stati distinti

in *Conoidi detritici* ed in *Conoidi di deiezione* dovuti quest'ultimi al ruscellamento delle acque, ancora assai attivo. Tutti questi conoidi sono di età olocenica assai recente, anche se la loro attività può essere iniziata nel Pleistocene più o meno antico.

Depositi argillosi neri: sono riferiti a quelle aree lacustri in fase finale di riempimento con sedimenti palustri, torbosi o sartumosi, sede di piccoli laghi intramorenici (vedi *Carta*) e a quelle più estese a monte e a valle dei Laghi di Avigliana.

Le due aree rispettivamente a sud del Lago Piccolo e a nord del Lago Grande se perforate con carotaggi continui dovrebbero fornire una serie utilissima per lo studio dei pollini che risulta essenziale per stabilire la cronostratigrafia non solo dei depositi lacustri, ma anche dell'Anfiteatro morenico circostante.

BIBLIOGRAFIA (*)

ACCOMAZZO P., 1916 - *Il lago di Candia nel Canavese. Osservazioni fisiche e batimetriche.* Boll. R. Soc. Geogr. It., Fasc. 7, pp. 575-605.

ALBERTINI R., AMEDEO R., CAPELLO C. F., DONÀ F., GIACOMINI V., GIORCELLI A., ORIGLIA C. e PIETRACAPRINA A., 1956 - *Studi sui fenomeni crionivali* (periglaciale partim) *nelle Alpi Italiane.* Fondazione per i problemi montani dell'Arco alpino, Milano, pubbl. n. 11. Officina Grafica Fresching, pp. 148, Parma.

ALIMEN H., 1964 - *Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre.* Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géologique Détaillée de la France. Ministère de l'Industrie. Imprimerie Nationale, XII Pl., pp. 376, Paris.

AMSTUTZ A., 1955 - *Sur le glaciaire du Val d'Aoste.* Archives des Sciences, vol. 8, pp. 425-429, Genève.

ANGIUS E., 1949 - *La piena del Po del 4 Maggio a monte di Torino.* Giorn. Genio Civile, vol. 87, pp. 620-627.

ARRIGONI E., BARBIERI F., BIGI B., CANTARELLI E., IACCARINO S., KRAMPE K. D., LAURERI S., PAGANI G., PANICIERI E., PAPANI G., PETRUCCI F., REUTTER K. J., ROVERI E., TAGLIAVINI S., VENZO S. e ZANZUCCHI G., 1966 - *Carta geologica 1:100.000 della provincia di Parma e zone limitrofe.* L.A.C. Firenze.

AUDENINO L., 1902 - *Terreni terziari e quaternari dei dintorni di Chieri.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 21, pp. 78-92.

AZZAROLI A., 1947 - *Revisione della Fauna dei terreni fluvio-lacustri del Valdarno superiore - III: I cervi fossili della Toscana con particolare riguardo alle specie Villafranchiane.* Pal. Ital., vol. 43, pp. 45-81, Pisa.

AZZAROLI A., 1950 - *Osservazioni sulla formazione villafranchiana di Olivola in Val di Magra.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Memorie, vol. 57, pp. 104-111, Pisa.

AZZAROLI A., 1962 - *Rinoceronti pliocenici del Valdarno inferiore.* Pal. Ital., vol. 57, pp. 11-20, Pisa.

AZZAROLI A., 1964 - *The two villafranchian Horses of the Upper Valdarno.* Pal. Ital., vol. 59, pp. 1-12, Pisa.

AZZAROLI A. e VIALLI V., 1967 - *Studies on the stratotypes-Villafranchiano.* I.U.G.S., C.S., C.M.M.S., (preprint), pp. 142-152, Utrecht.

BARETTI M., 1876 - *La collina di Rivoli.* Boll. C.A.I., vol. 9 (1875), pp. 11, Torino.

BLANC A. C., 1957 - *On the Pleistocene sequence of Rome. Paleoecologic and Archeologic correlation.* Quaternaria, vol. 4, pp. 95-110, Roma.

BLANC A. C., LONA F. e SETTEPASSI F., 1955 - *Ricerche sul Quaternario Laziale... Il periodo glaciale-Cassio.* Quaternaria, vol. 2, pp. 151-200, Roma.

BLANC A. C., TONGIORGI E. e TREVISAN L., 1954 - *La limite plioplеistocène dans le coupe de Monte Mario (environs de Rome).* Congresso Geol. Int. Algeri, sez. 13, Fasc. 15.

BONI A., 1945 - *I «dossi» della Lomellina e del Pavese.* Atti Ist. Geol. Univ., vol. 2, pp. 3-42, Pavia.

BONI A., BRAGA G. e VANOSSI M., 1961 - *Guida alle escursioni della 61ª Adunanza estiva della Società Geologica Italiana.* 191 pp., Pavia.

BONI A. e SACCHI VIALLI G., 1962 - *Studi biostratigrafici sui Pettinidi di località neogeniche e quaternarie dell'Italia nord-occidentale.* Atti Ist. Geol. Univ., vol. 13, pp. 65-119, tt. 4-17, Pavia.

BONI A., CASSINIS G., CAVALLARO E., CERRO A., FUGAZZA F., MEDIOLI F., VENZO S. e ZEZZA F., 1968 - *Carta Geologica d'Italia - F° 47 «Brescia» (II ed.).* Serv. Geol. It., Roma.

BONNET A. et DUBOUL-RAVAZET C., 1952 - *Contribution à la connaissance du Pliocene du Bas-Rhône.* Boll. Soc. Geol. France, 6 (12), pp. 123-130.

BONSIGNORE G. BORGO A., CREMA G., MALARODA R., MEDIOLI F., MONTRASIO E., PETRUCCI F., RAGNI U., SCHIAVINATO G., VENZO S. e ZANELLA E., 1969 - *Carta Geologica d'Italia - F° 57 «Vercelli» (II ed.)* Serv. Geol. It., Roma.

BORTOLAMI G. C., CREMA G., MALARODA R., PETRUCCI F., SACCHI R., STURANI C., VENZO S., ZANELLA E., 1969 - *Carta Geologica d'Italia - F° 56 «Torino» (II ed.).* Serv. Geol. It., Roma.

BORTOLAMI G. C., CARRARO F., CREMA G., MALARODA R., PETRUCCI F., SACCHI R., STURANI C., TAGLIAVINI S., VENZO S., 1969 - *Carta Geologica d'Italia - F° 68 «Carmagnola» (II ed.).* Serv. Geol. It.. Roma.

BOURDIER FR., 1962 - *Le Bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistorique.* Tome I - Texte. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, 15, Quai Anatole-France, Paris 7e, 1961. Tome II - Figures, Bibliographie, Index, Ibid.

BRONZINI E., 1933 - *La zona delle «risorgive» nella pianura piemontese.* Riv. Geogr. It., vol. 40, pp. 135-148.

BRUNO L., 1877 - *I terreni costituenti l'anfiteatro allo sbocco della Dora Baltea.* F. L. Curbis, 65 pp., 1 carta geol., Ivrea.

(*) A cura di F. PETRUCCI e S. TAGLIAVINI.

Bruno L., 1884 - *L'era lacustre nell'anfiteatro della Dora Baltea.* Boll. C.A.I., vol. 50, 1883, pp. 3-19.

Bruno L., 1889 - *Probabili tracce dell'Uomo paleolitico sulla Serra.* La Dora Baltea, vol. 27, pp. 3-7, Ivrea.

Bruno L., 1893 - *Il diluvium alpino dalla Dora Riparia al Ticino. Cenno d'idrografia sotterranea nella zona prealpina tra la Sesia e il Ticino.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 12, pp. 747-758.

Bruno L., 1895 - *L'anfiteatro della Dora Baltea.* Riv. Geogr. It., vol. 2, fasc. 2, 11 pp., Roma.

Bruno L., 1897 - *Studi intorno al fenomeno glaciale nella vallata della Dora Baltea.* Riv. Geogr. It., vol. 4, fasc. 5-6, 9 pp., Roma.

Bruno L., 1900 - *Cenni geologici dei dintorni di Ivrea. Epoca quaternaria. Zona prealpina dall'Orco alla Sesia.* L. Garda, 72 pp., 1 Carta geol., Ivrea.

Bruno L., 1905 - *I pozzi trivellati di Vercelli.* Chiais, 44 pp., Vercelli.

Bruno L., 1907 - *I periodi glaciali.* Sentinella del Canavese, n. 50-51-52 (1906) e n. 2 (1907), 26 pp., Ivrea.

Cailleux A., 1951 - *Interpretation climatique des éolisations pliocènes et quaternaires en France.* Comptes Rendus sommaires de la Soc. Géol. de France, vol. 15, pp. 44-46.

Capeder G., 1898 - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Anfiteatro morenico di Rivoli.* Toffaloni, 15 pp., Torino.

Capeder G., 1899 - *Sui fenomeni di erosione nei dintorni di Bra e di Castellamonte (Piemonte).* Boll. Soc. Geol. It., vol. 18, pp. 309-314, 9 tt.

Capeder G., 1904 - *Sulla struttura dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli in rapporto alle diverse Fasi Glaciali.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 23, pp. 4-18.

Capeder G. et Viglino A., 1898 - *Comunicazione preliminare sul loess piemontese.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 17, pp. 81-84.

Carraro F., Dal Piaz G. V., Franceschetti B., Malaroda R., Sturani C. e Zanella E., 1967 - *Note illustrative della Carta Geologica del Massiccio dell'Argentera.* 64° Congresso della S.G.I., Torino-Cuneo-Massiccio dell'Argentera, 10-16 settembre, Pisa.

Carraro F., Corsi M., Dal Piaz G. V., Gatto G., Lipparini T., Medioli F., Perrella G., Venzo S., Zanella E., 1968 - *Carta Geologica d'Italia - F° 48 « Peschiera del Garda » (II ed.).* Serv. Geol. It., Roma.

Carraro F., Malaroda R., Piccoli G., Sturani C., Venzo S., 1969 - *Note Illustrative Foglio 48 « Peschiera del Garda ».* Serv. Geol. It., Roma.

Carraro F., Petrucci F. e Tagliavini S., 1969 - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia - F° 68 « Carmagnola ».* Serv. Geol. It., Roma.

Carraro F. e Petrucci F. (in stampa) - *Carte géomorlogique de la plaine du Piemont à l'échelle 1:400.000e.* Atti VIII INQUA, Parigi.

Castiglioni B., 1936 - *Terrazze di diversione.* Compt. Rend. Congr. Int. Géogr. Varsavie (1934), 2 sect., pp. 606-612, ff. 115-116.

Castiglioni G. B., 1961 - *I depositi morenici del gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali post-würmiani.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ., vol. 23, pp. 1-122, Padova.

Chiaves E., Cuppari G. e Mattirolo E., 1904 - *Relazione sull'approvigionamento del nuovo acquedotto mediante le acque del sottosuolo della Venaria e delle scaturigini delle Valli di Lanzo.* Città di Torino, Condotta acqua potabile, Doc. 102, Torino.

Collegno (Provana di) G., 1844 - *Sur les terrains diluviens du rever méridional des Alpes.* C. R. Acc. Sc., vol. 18, 523 pp., Paris.

Collegno (Provana di) G., 1844-45 - *Note sur le terrain erratique du rever méridional des Alpes.* Bull. Soc. Géol. Fr., T. 2, S. 2, pp. 284-303.

Corti B., 1895 - *Di alcuni depositi quaternari di Lombardia. Ghiacciaio del Lago di Garda.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 35, pp. 107-118, Milano.

Craveri M., 1908 - *Contributo allo studio dell'anfiteatro morenico di Rivoli (Piemonte).* Le Stat. Sperim. Agraire, vol. 41, fasc. 9-11, pp. 562-570, 1 carta 1:25.000, Modena.

Craveri M., 1910-12 - *Sulle acque di risultiva della conoide della Dora Riparia.* Giorn. Geol. Prat., vol. 8, pp. 35-80.

Craveri M., 1910 b - *Le dune continentali di Trofarello-Cambiano e di Grugliasco (Torino).* Boll. Soc. Geol. It., vol. 29, pp. 23-31.

Craveri M., 1910 c - *Di alcune risorgenti nella pianura piemontese tra i torrenti Chisola e Chisone Pellice (Pinerolo).* Giorn. Geol. Prat., vol. 8, pp. 151-163.

Dal Piaz G., 1946 - *Avanzi morenici prewürmiani allo sbocco della Valle del Brenta presso Bassano.* Commentationes Pontificia Acad. Scient., Acta, vol. 10, n. 15, pp. 155-166, Roma.

Dal Piaz G., 1947 - *Sui depositi morenici prewürmiani dei Colli Berici e sulla loro provenienza.* Ibid. Acta, vol. 10, n. 29, pp. 339-354, Roma.

Dal Piaz G., Venzo S., ecc., 1963 - *Carta Geologica delle Tre Venezie - F° 38 « Conegliano ».* Sez. Geol. dell'Uff. Idrogr. Mag. Acque, Venezia.

Dal Piaz G. V., 1964 - *La frana del Monte dei Cappuccini nella città di Torino.* Giorn. Geol., vol. 32, pp. 161-168.

Debenedetti A., 1965 - *Probabili relazioni tra cicli glaciali e movimenti epirogenetici alpini e subalpini.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 84, pp. 105-116.

De Mortillet G., 1860 - *Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 3, 40 pp.

De Mortillet G., 1863 - *Sur l'affouillement des anciens glaciers.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 5, pp. 248-268.

De Mortillet G., 1865 - *L'époque quaternaire dans la vallée du Pô.* Bull. Soc. Géol. France, s. 2, vol. 22, pp. 138-151.

Desio A., 1928 - *Su alcuni depositi lacustri singlaciali della Lombardia.* Natura, Riv. It. Sc. Nat., vol. 19, pp. 158-166, Milano.

Desio A., 1944 - *Appunti ed osservazioni sul glaciale della Valle Brembana (Bergamo).* Riv. Geogr. It., A. 51.

Desio A., 1944 - *Appunti sul glaciale della Valle Seriana e della Valle Cavallina.* Riv. Geogr. It., A. 51, fasc. 4-6.

Desio A., 1952 - *Qualche nuovo dato sul glaciale della Valle Brembana e della Valle Seriana in Lombardia.* Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., vol. 12, fasc. I, pp. 20-22, Roma.

Desio A., 1952 - *Movimenti orogenici quaternari nella Pianura Padana.* Rend. Acc. Naz. Lincei, vol. 12, fasc. 8, pp. 658-661.

EMILIANI C., 1955 - *Pleistocene temperatures*. The Journ. of Geol., vol. 63, pp. 538-578.

EMILIANI C., SELLI R., MAYEDA T., 1961 - *Paleotemperature Analysis of the Plio-Pleistocene Sction at de Castella, Calabria, Southern Italy*. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 72, pp. 678-688.

E.N.I., 1959 - *I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale*. Atti del Convegno di Milano 1957, Acc. Naz. Lincei, vol. 1-2, Roma.

FERRARI G. A., MAGALDI D., 1968 - *I paleosuoli di Collecchio (Parma) ed il loro significato (Quaternario Continentale Padano - Nota 1)*. L'Ateneo Parmense, vol. 4, n. 2, pp. 57-92, Parma.

FERUGLIO E., 1925 - *Carta geologica delle Tre Venezie. F° 25 « Udine »*. Mag. Acque, Venezia.

FERUGLIO E., 1929 - *Una visita alle morene antiche del Garda*. Giorn. Geol., serie 2ª, vol. 4, pp. 37-49, Bologna.

FRANCESCETTI B. e MASONE G., 1968 - *Aspetti della degradazione accelerata nei dintorni di Pocapaglia in provincia di Cuneo*. Riv. Geogr. It., vol. 74, pp. 435-486.

FRANCHI S., 1919 - *Alcuni dati sul ghiacciaio würmiano della Valle Sesia*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 38, pp. 64-70.

FRANCHI S., MATTIROLO O., NOVARESE V., SACCO F. e STELLA A., 1925 - *Carta Geologica d'Italia - F° 56 « Torino » (I ed.)*. R. Uff. Geol. It.

FRANCHI S., SACCO F. e STELLA A., 1924 - *Carta Geologica d'Italia - F° 68 « Carmagnola » (I ed.)*. R. Uff. Geol. It.

GABERT P., 1962 - *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts (Piémont, Lombardie Occidentale et Centrale). Etude morphologique*. Louis-Jean, 531 pp., 208 ff., 5 carte, Gap.

GABERT P., 1965 - *Quelques problèmes morphologiques des plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., vol. 2, fasc. 7, pp. 209-222.

GASTALDI B., 1853 - *Appunti sulla geologia del Piemonte*. Torino.

GASTALDI B., 1858 - *Cenni sui Vertebrati fossili del Piemonte*. Mem. R. Acc. Sc., s. 1, fasc. 19, pp. 3-68, Torino.

GASTALDI B., 1859-60 - *Su alcune ossa di Mammiferi fossili del Piemonte*. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 2, pp. 213-216, Milano.

GASTALDI B., 1863 a - *Frammenti di geologia del Piemonte. Sugli elementi che compongono i conglomerati miocenici del Piemonte*. Mem. R. Acc. Sc., s. 2, vol. 20, pp. 295-342, Torino.

GASTALDI B., 1863 b - *Sulla escavazione (affouillement) dei bacini lacustri compresi negli anfiteatri morenici*. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 5, pp. 240-247, Milano.

GASTALDI B., 1865 - *Sulla riescavazione dei bacini lacustri per opera degli antichi ghiacciai*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., vol. 1, fasc. 3, 28 pp., Milano.

GASTALDI B., 1868 - *Intorno ad alcuni fossili del Piemonte e della Toscana*. Mem. R. Acc. Sc., vol. 24, sc. 2, fasc. 24, pp. 193-236, Torino.

GASTALDI B., 1871 - *Studi geologici sulle Alpi Occidentali* (con appendice mineralogica di G. STRÜVER). Mem. per servire alla Descr. Carta Geol. It., vol. 1, pp. 3-47, 5 tt., 1 carta geol. 1:500.000.

GASTALDI B., 1872 - *Cenni sulla costituzione geologica del Piemonte*. Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 3, pp. 14-32 e 77-96.

GASTALDI B., 1873 - *Appunti sulla memoria del Sig.* G. GEIKIE F. R. S. E. *« On changes of climate during the glacial epoch »*. Atti R. Acc. Sc., vol. 8, pp. 419-457, Torino.

GEMINA (Società Geomineraria Nazionale), 1963 - *Ligniti e Torbe dell'Italia Continentale*, Roma.

GIANOTTI A., 1950 - *Osservazioni sulla flora fossile quaternaria di Re in Val Vigezzo (Novara)*. Riv. It. Pal. Strat., vol. 56, pp. 13-23, Milano.

GORTANI M., 1953 - *Un lago glaciale nella valle del Piave a monte di Quero*. Mem. Acc. Sc. Istituto di Bologna, Cl. Sc. Fis. - Sez. Sc. Nat., s. 10, t. 10, 1952-53, 8 pp., Bologna.

HABBE K. A., 1960 - *Zur klimatischen Morphologie des Alpensüdrands. Untersuchungen in den Moränenamphitheatern der Etsch und des Gardasees*. Nachrichten d. Akad. d. Wissenschaft. in Göttingen. II Math.-Physikalische Klasse, Nr. 10, Göttingen Juli.

LEONARDI P., 1947 - *L' ippopotamo del Valdarno*. Paleont. Ital., vol. 43, pp. 17-43.

LONA F., 1950 - *Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Leffe (Bergamo)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 89, pp. 123-178, Milano.

LONA F. e FOLLIERI M., 1957 - *Successione pollinica della serie lacustre superiore (Günz-Mindel) di Leffe (Bergamo)*. INQUA V - Résumés des Communications, p. 109 Madrid-Barcelona.

LONA F. e VENZO S., 1956-57 - *La station interglaciaire de Pianico-Sellere, sédiments lacustres à microvarves avec phyllites et pollens, de Pianico en province de Bergamo (Interglacial Riss-Würm)*. Guide Itin. Onzième Excurs. Phytogéogr. Intern. Alpes orient., 1956. Ist. Botan., pp. 39-46, Firenze.

LONA F. e VENZO S., 1957 - *La serie superiore a pollini (Günz-Mindel) di Leffe (Bergamo)*. Vᵉ Congrès INQUA, Madrid-Barcelona. Actes (non ancora pubblicato nel maggio 1965).

LONA F. e FOLLIERI M., 1958 - *Successione pollinica della serie superiore di Leffe (Bergamo)*. Verhandl. d. vierten Int. Tagung der Quartärbotaniker in der Schweiz 1957. Bern, pp. 86-98.

LOSACCO U., 1949 - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale*. Riv. Geogr. It., vol. 56, fasc. 2, 142 pp.

LOSS R., 1946 - *I resti dei Mastodonti piemontesi conservati nell' Istituto Geologico di Torino* (Nota preliminare). Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 85, pp. 97-111, Milano.

MACCAGNO A. M., 1965 - *Nuovi ritrovamenti di resti elefantini nel villafranchiano della Conca aquilana*. Boll. Soc. Nat., vol. 74, pp. 3-14, Napoli.

MANCINI F., 1960 - *Osservazioni sui loess e sui paleosuoli dell'Anfiteatro orientale del Garda e di quello di Rivoli (Verona)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 99, pp. 221-248, Milano.

MANCINI F., 1962 - *Le variazioni climatiche in Italia dalla fine del Riss all'Olocene*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 81, fasc. 1, pp. 181-214.

MANCINI F., 1966 - *Carta dei Suoli d'Italia. Scala 1:1.000.000*. Soc. Geografica, Firenze.

MANCINI F., 1969 - *Notizie sui paleosuoli e sui loess dell'Anfiteatro occidentale e frontale del Garda con osservazioni di micromorfologia pedologica di G. A. Ferrari*. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 109, fasc. 2, pp. 185-219, Milano.

MARCO C., 1892 - *Studio geologico dell'anfiteatro morenico di Ivrea*. 62 pp., 2 tt., prof. 1:25.000 Roux, Torino.

Marco C., 1893 - *Dalla scomparsa del mare pliocenico alla formazione dell'anfiteatro morenico della Dora Baltea con cenni sulla formazione dei ghiacciai alpini.* 24 pp., Tomatis, Ivrea.

Martin D., 1905 - *Sur le glacier de la Doire-Ripaire et les conglomérats de la Superga.* Bull. Soc. Géol. Fr., s. 4, t. 5, pp. 874-879.

Martinis B., 1949 - *Introduzione allo studio del Villafranchiano della Valle Padana.* Riv. It. Paleont. Strat., vol. 55, pp. 45-72.

Martinis B., 1949 - *Osservazioni sul lembo villafranchiano di Valenza (Alessandria).* Riv. It. Paleont., vol. 55, pp. 135-138.

Martinis B., 1954 - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Pliocene piemontese.* Riv. It. Paleont. Strat., vol. 60, pp. 45-114 e 125-194.

Martinis Ch. e Gastaldi B., 1850 - *Essai sur les terrains superficiels de la Vallée du Pô, aux environs de Turin, comparés à ceux de la plaine Suisse.* Bull. Soc. Géol. Fr., s. 2, t. 7, pp. 554-605.

Mattirolo E., Novarese V., Franchi S., Stella A. e Sacco F., 1925 - *Carta Geologica d'Italia. F° 56 « Torino ».* R. Uff. Geol. It., Roma.

Menschling V. H., 1957 - *Die Moränenlandschaft der Dora Riparia und der angeblich postglaziale Löb westlich Turin. Ergebnisse und Probleme moderner geographischer Forschung.* H. Mortensen. pp. 29-39, Bremen.

Merla G.. 1950 - *I leptobos italiani.* Paleont. Ital., vol. 46, pp. 41-155, Pisa.

Milankovitch M., 1941 - *Kanon du Erdbestrahlung und seine anwendung auf das Eizzeitenproblem.* Klg. Serbische Akademie der Wissench, pp. 1-633, Belgrad.

Movius H. L., 1949 - *Villafranchian stratigraphy in southern and southwestern Europe.* The Journal of Geology, vol. 57, July 1949, pp. 380-412.

Munsell soil color charts, 1954 Edition. Munsell Color Company, inc. Baltimore 18, Maryland U.S.A.

Musso G., 1893 - *Il valore della riserva acquea esistente nel Diluvium della Dora Riparia come fonte di acqua potabile per Torino.* Ing. Sanitaria, vol. 4, pp. 121-123, Torino.

Musso G., 1896 - *Sulla differenza tra le acque diluviali e le acque moreniche della bassa Valle della Dora Riparia.* Atti Soc. Piem. Igiene, vol. 2, 11 pp.

Musso G., 1901 - *I bacini di « acque dolci » dell'alta pianura piemontese in relazione alla dotazione d'acqua di Torino.* Riv. Igiene e Sanità Pubbl., vol. 12, pp. 716-742, Torino.

Nangeroni G., 1929 - *La glaciazione Günz ed il primo interglaciale nella regione Varese-Malnate (Lombardia).* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 68, pp. 146-168, Milano.

Nangeroni G., 1940 - *Considerazioni sul Quaternario dell'alta pianura lombarda occidentale.* Boll. Com. Glac. It., n. 20, pp. 63-72.

Nangeroni G., 1947 - *Studi recenti sul morenico quaternario delle Alpi italiane.* Atti XIV Congresso Geografico Italiano, tenuto a Bologna dall'8 al 12 aprile 1947, pp. 146-153.

Nangeroni G., 1950 - *Nuove osservazioni sul morenico Günz nella Lombardia estrema occidentale.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 89, fasc. 3-4, pp. 202-212, Milano.

Nangeroni G., 1950 - *Tre nuovi lembi di morenico Günz nelle Prealpi Lombarde.* Rendic. Ist. Lombardo Sc. e Lett.

Nangeroni G., 1953 - *La formazione Günz nel territorio Varesino-Verbano.* Geologica Bavarica. Bayer. Geol. Landesamt Nr. 19. Zum Quartär der Alpen. München, pp. 133-40.

Nangeroni G., 1954 - *I terreni pleistocenici dell'anfiteatro morenico del Verbano e del territorio varesino.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 93, fasc. 1-2, pp. 7-106, Milano.

Nangeroni G., 1954 - *Il morenico del Lario orientale, della Valsassina e della Valassina.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 93, fasc. 1-2, pp. 179-220, Milano.

Nangeroni G., 1954 - *Probabili tracce di morene würmiane stadiarie negli Anfiteatri del Verbano e del Ceresio.* Tip. A. Noseda, 19 pp., Como.

Nangeroni G., 1956 - *I criteri seguiti nella distinzione delle diverse glaciazioni nell'anfiteatro morenico del Verbano-Ceresio.* Actes IV Congr. Int. Quat., pp. 57-64, Roma.

Nangeroni G., 1963 - *P. Gabert: Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts. Gap, imprimerie Louis-Jean,* 1962, pp. 530, ill., ecc. Boll. Soc. Geogr. It., vol. , pp. 532-534.

Nicolis E., 1895 - *Depositi quaternari nel Veronese.* Atti R. Ist. Veneto di Sc., lett. ed Arti, Tom. 7, pp. 772-786, Venezia.

Nicolis E., 1899 - *Triplice estensione glaciale ad oriente del Lago di Garda.* Atti R. Ist. Veneto di Sc. Lett. Arti, vol. 58, pp. 315-319, Venezia.

Novarese V., 1913-14 - *Il Quaternario in Val d'Aosta e nelle valli del Canavese* (Parte II), Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 44, pp. 203-244, 1 Carta 1:250.000.

Novarese V., 1915 a - *Il Quaternario in Val d'Aosta e nelle valli del Canavese* (Parte III). Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 45, pp. 137-194.

Novarese V., 1915 b - *Ghiacciai quaternari delle Alpi Occidentali.* La Geogr., vol. 2 (1914), pp. 282-294.

Novarese V., 1927 - *Gli apparati morenici würmiani del Lago Maggiore e del Lago d'Orta.* Boll. R. Uff. Geol. vol. 52, pp. 16-64, parti I; II, Roma.

Olivero E., 1896 - *Impronta dell'epoca glaciale allo sbocco di Valle Dora Riparia.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 15, pp. 253-261.

Omboni G., 1863 - *Sull'azione riescavatrice esercitata dagli antichi ghiacciai sul fondo delle valli alpine.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 5, pp. 269-274.

Omboni G., 1879 - *Le nostre Alpi e la pianura del Po. Descrizione geografica del Piemonte, della Lombardia, del Trentino, del Veneto e dell'Istria.* Tip. Maisner e C., Milano.

Paganelli A., 1961 - *Il graduale impoverimento della flora forestale nel Quaternario della Pianura Padana.* Nuovo Giornale Botanico Italiano, vol. 68, fasc. 1-2.

Paglia E., 1855-61 - *Sugli strati del terreno sottoposto al letto attuale del Po.* Atti Soc. It. Sc. Nat, vol. 1, pp. 109-113, Milano.

Parona C. F., 1907 - *A proposito dei resti di un Elefante (El. primigenius Blum.) scoperto in un deposito quaternario della Collina di Torino.* Atti Congr. Naturalisti It. Milano 1906, Tip. Operai, 8 pp., Milano.

Parona C. F., Sacco F. e Virgilio F., 1893 - *Bibliografia geologica del Piemonte.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 12, pp. 825-882.

Pasa A., 1956 - *Nuovi indici paleoclimatici del deposito di Quinzano (Veronese).* Atti Acc. Agricoltura, Sc. e Lettere, s. 6, vol. 6, pp. 1-60, Verona.

PEOLA P., 1942 - *Influenza dell'espansione glaciale sull'evoluzione del Fiume Tanaro*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 61, pp. 366-388.

PENCK A., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter*. pp. 852; 867-883, Leipzig.

PERCONIG E., 1956 - *Il Quaternario nella Pianura Padana*. Atti IV Congr. INQUA 1953, pp. 481-524, Roma.

PERETTI L., 1935 - *Osservazioni psammografiche sui nuovi pozzi profondi di Volpiano*. Atti R. Acc. Sc., vol. 70, pp. 563-575, Torino.

PETRUCCI F., 1964 - *Sul bacino fluviolacustre rissiano di Compiano (Alta Val Taro)*. L'Ateneo Parmense, vol. 35, pp. 1-12, Parma.

PETRUCCI F., 1967 - *Studio geomorfologico dei terrazzi pleistocenici tra il F. Taro ed il T. Baganza - Prov. di Parma (Quaternario continentale padano - Nota 1)*. L'Ateneo Parmense, vol. 4, pp. 93-114, Parma.

PETRUCCI F., (in stampa) - *Description géomorphologique de l'Amphithéâtre morainique de Rivoli-Avigliana (Turin-Italie)*. Atti VIII INQUA, Parigi.

PETRUCCI F. e TAGLIAVINI S., 1968 - *Considerazioni geomorfologiche sul settore occidentale del bacino fluviolacustre villafranchiano di Villafranca d'Asti*. L'Ateneo Parmense, vol. 4, fasc. 2, pp. 3-32.

PIERI M., 1961 - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai geologi dell'AGIP Mineraria*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 80, fasc. 1, pp. 3-34, 1 Carta geol. 1:100.000.

PIOLTI G., 1881 - *Nota sopra alcune pietre a scodelle dell'Anfiteatro morenico di Rivoli (Piemonte)*. Atti R. Acc. Sc., vol. 16 (1880), pp. 403-406, Torino.

PIOLTI G., 1882 - *Nuove ricerche intorno alle pietre a segnali dell'Anfiteatro morenico di Rivoli (Piemonte)*. Atti R. Acc. Sc., vol. 18, pp. 221-226, Torino.

PIOLTI G., 1898 - *Sabbie della Valle della Dora Riparia*. Ann. R. Acc. Agr., vol. 40 (1897), pp. 121-133, Torino.

PIOLTI G., 1899 - *Sopra una macina Romana in leucotefrite trovata nei dintorni di Rivoli (Piemonte)*. Atti R. Acc. Sc., vol. 35, pp. 90-93, Torino.

PIOLTI G., 1906 - *Sull'alterazione della Lherzolite di Val della Torre (Piemonte)*. Ann. R. Acc. Agr., vol. 48, pp. 201-213, Torino.

POLLONERA C., 1888 - *Molluschi fossili postpliocenici del contorno di Torino*. Mem. R. Acc. Sc., s. 2, vol. 38, pp. 25-56, Torino.

PORTIS A., 1898 - *Di alcuni avanzi elefantini fossili scoperti presso Torino*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 17, pp. 94-120.

PORTIS A., 1907 - *A proposito di avanzi elefantini recentemente scoperti nella Valle del Po*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 26, pp. 159-171.

PREVER P. L., 1907 - *Sulla costituzione dell'Anfiteatro morenico di Rivoli in rapporto con successive fasi glaciali*. Mem. R. Acc. Sc., vol. 58, fasc. 2, pp. 301-333, Torino.

PREVER P. L., 1907 a - *I terreni quaternari della Valle del Po dalle Alpi marittime alle Graie*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 26, pp. 523-556.

PREVER P. L., 1911 - *Il fenomeno glaciale nella Valle del Pellice*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 30, fasc. 3, pp. 755-813.

PREVER P. L., 1925 - *Gli anfiteatri del Piemonte e della Lombardia sino all'Adda*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 44, pp. 33-76.

PRINCIPI P., 1926 - *Alcune osservazioni sulla geologia e morfologia del Bacino del Mugello*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 45, pp. 49-66.

PRINCIPI P., 1938 - *Le flore del quaternario*. Annali della Facoltà Agraria e Forestale della R. Univ. Firenze, s. 3, vol. 1.

REIN UL., 1955 - *Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. 1. Die Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän*. Eiszeit u. Gegenwart Bd. 6, s. 16-24, Ohringen Württ., 15 july.

RIVA A., 1941 - *Notizie sul Glaciale della Brianza*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 60, fasc. 1, pp. 50-64, Roma.

RIVA A., 1943 - *Il morenico antico in Brianza*. Boll. Com. Glac. It. n. 22, 1942, 8 pp., Torino.

RIVA A., 1948 - *Commento alla Carta geomorfologica 1:30.000 dell'Apparato morenico dell'Adda di Lecco di Sergio Venzo*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 66 (1947), pp. 22-24, Roma.

RIVA A., 1949 - *Saggio di rilevamento del morenico e dei terreni quaternari in genere tra il Canturino e la Brianza occidentale*. Con Carta 50.000. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 3, pp. 3-34, Pavia.

RIVA A., 1957 - *Gli anfiteatri morenici a sud del Lario e le pianure diluviali tra Adda ed Olona*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 7, Pavia.

ROCCATI A., 1907 - *Escursione a Pianezza, Casellette ed Avigliana (9 Settembre 1907)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 26, pp. 135-142.

ROVERETO G., 1919 - *Tentativo di ordinamento del Quaternario italiano*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 38, pp. 7-14.

RUGGIERI G. e SELLI R., 1948 - *Il Pliocene ed il Pleistocene dell'Emilia*. Giorn. Geol., s. II, vol. 20, pp. 1-14, Bologna.

SACCO F., 1883 a - *Nuove specie fossili di Molluschi lacustri e terrestri in Piemonte*. Atti R. Acc. Sc., vol. 19 (1883-1884), pp. 337-354, Torino.

SACCO F., 1883 b - *L'alta Valle Padana durante l'Epoca delle Terrazze in relazione col contemporaneo sollevamento della circostante catena alpino-appenninica*. Atti R. Acc. Sc., vol. 19 (1833-84), pp. 795-816, Torino.

SACCO F., 1885 a - *Sull'origine delle vallate e dei laghi alpini in rapporto coi sollevamenti delle Alpi e coi terreni pliocenici e quaternari della Valle Padana*. Atti R. Acc. Sc., vol. 20, pp. 639-662, Torino.

SACCO F., 1885 b - *Sopra alcuni fenomeni stratigrafici osservati nei terreni pliocenei dell'alta Valle Padana*. Atti R. Acc. Sc., vol. 20, pp. 664-764, 1 Carta geol., 1:25.000, Torino.

SACCO F., 1886 a - *Anfiteatro morenico di Rivoli* (Carta geol. alla scala 1:25.000), Torino.

SACCO F., 1886 b - *Il Villafranchiano al piede delle Alpi*. Boll. R. Com. Geol. It., vol. 7, pp. 421-449.

SACCO F., 1887 a - *L'anfiteatro morenico di Rivoli*. Boll. R. Com. Geol. It., vol. 18, pp. 141-180, 1 Carta geol. 1:100.000.

SACCO F., 1887 b - *I terreni quaternari della Collina di Torino*. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 30, pp. 17-96, 1 Carta 1:25.000.

SACCO F., 1888 a - *Sur l'origine du loess en Piémont*. Bull. Soc. Géol. Fr., s. 3, 16 (1887-88), pp. 229-243.

SACCO F., 1888 b - *Il cono di deiezione della Stura di Lanzo*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 7, pp. 135-160.

SACCO F., 1888 c - *I terreni terziari e quaternari del Biellese*. Guadagnini & Condellero, 16 pp., 1 Carta geol. 1:100.000, Torino.

SACCO F., 1889 - *Il bacino Terziario e Quaternario del Piemonte.* pp. 1-936, Torino.

SACCO F., 1889 - *Sopra due tracciati per un tronco della linea ferroviaria Torino-Chieri-Piova-Casale.* Guadagnini & Condellero, 11 pp., Torino.

SACCO F., 1889-1890 - *Il bacino Terziario e Quaternario del Piemonte. Bibliografia, Geologia pura, Paleontologia, Geologia Applicata.* 634 pp., 1 Carta geologica 1:100.000, 2 Carte geol. 1:500.000.

SACCO F., 1890 - *Il bacino quaternario del Piemonte.* Boll. R. Com. Geol. It., vol. 21, pp. 329-393.

SACCO F., 1895 - *Le Rhinoceros de Dusino* (*Rhinoceros etruscus* FALC. *var. astensis* SACCO). Arch. Mus. Hist. de Lyon, T. 6, 31 pp.

SACCO F., 1896 - *L'Anfiteatro morenico del Lago di Garda.* Ann. R. Acc. Agric., vol. 38, 54 pp., Torino.

SACCO F., 1900 - *La Valle Padana.* Ann. R. Acc. Agr., vol. 43, pp. 187-438, 1 Carta, Torino.

SACCO F., 1901 - *Le trivellazioni della Venaria Reale. Considerazioni geo-idrologiche.* Eredi Botta, 10 pp., Torino.

SACCO F., 1902 - *I Brachiopodi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria.* C. Clausen, 50 pp., Torino.

SACCO F., 1912 - *I ghiacciai antichi ed attuali delle Alpi Marittime centrali.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 51, pp. 99-128, Milano.

SACCO F., 1912 a - *Geoidrologia dei Pozzi profondi della Valle Padana.* Ann. R. Acc. Agr., vol. 54 (1911), pp. 391-581, Torino.

SACCO F., 1912 b - *Geoidrologia dei Pozzi profondi della Valle Padana.* Giorn. Geol. Prat., vol. 10, pp. 149-166.

SACCO F., 1913 - *Les Alpes occidentales.* Tip. Artigianelli, 196 pp., 1 Carta geol. 1:500.000, 1 Carta tettonica 1:100.000, Torino.

SACCO F., 1916 - *Il pozzo artesiano di Saluggia.* Ann. R. Acc. Agr., vol. 58 (1915), pp. 341-348, Torino.

SACCO F., 1917 - *L'evoluzione del Fiume Tanaro durante l'era Quaternaria.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 56, pp. 157-178, Milano.

SACCO F., 1920 - *Le condizioni meteoro-idrologiche dell'Era Quaternaria e la causa dei periodi glaciali.* Mem. R. Acc. Lincei, ser. 5, vol. 13, pp. 139-159.

SACCO F., 1921 - *Il Glacialismo nella Valle di Susa.* L'Universo, vol. 2, fasc. 8, pp. 561-592.

SACCO F., 1922 - *Carta Geologica d'Italia. F° 69 «Asti».* R. Uff. Geol. It.

SACCO F., 1922 a - *I principali massi erratici dell'Anfiteatro morenico di Rivoli.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 41, pp. 161-174, 1 Carta.

SACCO F., 1922 b - *I massi erratici dell'Anfiteatro morenico di Rivoli.* Le Vie d'Italia vol. 28, pp. 492-495.

SACCO F., 1924 a - *Resti dell'uomo preistorico nelle Colline di Torino.* Atti R. Acc. Sc., vol. 59, pp. 430-440, Torino.

SACCO F., 1924 b - *Geoidrologia di pozzi profondi della Valle Padana* (*Appendice e Bibliografia*). 180 pp., Min. LL. PP., Serv. Idr. Uff. Idr. Po.

SACCO F., 1925 a - *Il Glacionevato della Maddalena* (*Colli Torinesi*). Atti R. Acc. Sc., vol. 61, pp. 123-129, Torino.

SACCO F., 1927 - *Il Glacialismo della Valle d'Aosta.* Min. LL. PP., Serv. Idr. Uff. Idr. Po, 66 pp., 2 Carte 1:100.000.

SACCO F., 1928 a - *I massi erratici.* L'Escursionista, vol. 30, fasc. 8-9-10-11, 22 pp.

SACCO F., 1928 b - *I grandi laghi postglaciali di Rivoli e di Ivrea.* L'Universo, vol. 9, fasc. 2, 12 pp., 2 Carte 1:100.000.

SACCO F., 1929 - *I massi erratici.* Rassegna Unione Ligure Escursionisti. 20 pp.

SACCO F., 1928 - *L'origine della Pianura Padana e le sue acque sotterranee.* Atti 1° Congr. del Po, Piacenza 1927, pp. 1-7.

SACCO F., 1933 a - *L'Astiano sotto la Pianura torinese.* Atti R. Acc. Sc., vol. 69, pp. 33-43, Torino.

SACCO F., 1933 b - *Geoidrologia dei pozzi profondi della Valle Padana* (Parte III). Min. LL. PP., Serv. Idr. Uff. Idr. Po, 532 pp.

SACCO F., 1935 b - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli di Torino, Vercelli, Mortara, Carmagnola, Asti, Alessandria, Cuneo, Ceva, Genova N. e Voghera O. costituenti il bacino terziario del Piemonte.* Min. Corp. R. Uff. Geol., 85 pp., Roma.

SACCO F., 1936 - *Il fenomeno diluvio-glaciale nelle Alpi durante l'Era terziaria.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 55, pp. 63-115.

SACCO F., 1938 a - *Il glacialismo piemontese.* L'Universo, vol. 19, pp. 217-231 e 337-352.

SACCO F., 1939 - *L'Alta Italia durante l'Era quaternaria.* L'Universo, vol. 20, pp. 77-86 e 107-207.

SACCO F., 1941 - *Il terrazzamento della media Valle del Tanaro.* Ann. Acc. Agric., vol. 84, pp. 165-182, 1 Carta 1:50.000, Torino.

SACCO F., 1941 - *Il terrazzamento delle fiumane padane a monte di Torino.* Ann. Acc. Agr., vol. 85 (1941-42), pp. 87-97, 1 Carta 1:100.000, Torino.

SACCO F., 1943 - *Il loëss delle Colline torinesi.* Atti R. Acc. Sc., vol. 78, pp. 415-433, Torino.

SACCO F., 1945 - *Direzione e deviazione dei corsi acquei per cause geologiche in Italia.* Ann. Acc. Agr., vol. 89, pp. 3-29, Torino.

SACCO F. e STELLA A., 1924 - *Carta geologica d'Italia - F° 57 «Vercelli» (I ed.)*, R. Uff. Geol. It., Roma.

SACCO F., STELLA A., FRANCHI S., 1924 - *Carta Geologica d'Italia - F° 68 «Carmagnola» (I ed.).* R. Uff. Geol. It., Roma.

SANESI G., 1965 - *Geologia e morfologia dell'antico bacino lacustre del Mugello.* Firenze. Con una nota sull'industria litica del Dr. A. Palma di Cesnola. Boll. Soc. Geol. It., vol. 84, fasc. 3, pp. 169-252.

SELLI R., 1960 - *Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Jonien de la peninsule italienne.* Quaternaria, vol. 6, pp. 391-413.

SELLI R., 1967 - *The Pliocene-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies.* Progress in Oceanography, vol. 4, pp. 67-86.

SELLI R., EMILIANI C., MAYEDA T., 1957 - *Variazioni termiche al limite plio-pleistocenico in Calabria.* INQUA, V° Congrès, Madrid.

SELLI R. e Collaboratori, 1967 - *Guida alle escursioni del VI Congresso del Comitato del Neogene Mediterraneo* (*Bologna, 19-30 settembre 1967*). Azzoguidi Soc. Tip. Edit., Bologna.

SESTINI A., 1936 - *Stratigrafia dei terreni fluvio-lacustri del Valdarno superiore.* Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. 45, pp. 37-41.

SISMONDA A., 1866 - *Carta geologica di Savoja, Piemonte e Liguria*, alla scala 1:500.000.

SOCIN C., 1954 d - *Panorama morfologico e geologico del Piemonte.* Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, vol. 3, pp. 59-82, Torino.

STELLA A., 1895 - *Sui terreni quaternari della Valle del Po in rapporto alla Carta geologica d'Italia.* Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 26, pp. 108-136.

STELLA A., 1895 - *Sulla idrografia sotterranea della pianura del Po.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 15, pp. 475-477.

STELLA A., 1900 - *Sulle condizioni geognostiche della Pianura Piemontese rispetto alle acque del sottosuolo.* Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 31, pp. 4-32.

STELLA A., 1915 - *Studi sulla idrologia sotterranea della pianura del Po.* Mem. Descr. Carta Geol. It., vol. 17, pp. 11-151.

TARAMELLI T., 1876 - *Alcune osservazioni sul ferretto della Brianza.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 19, pp. 334-371, Milano.

TARAMELLI T., 1892 - *La Valle del Po nell'epoca Quaternaria.* Atti del primo Congr. Geogr. It. Genova, vol. 1, pp. 5-43.

TARDY M., 1872 - *Esquisse des périodes miocène, pliocène et quaternaire dans la Haute-Italie.* Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 29, s. 2 (1871-72), pp. 547-560.

TEILHARD DE CHARDIN P., 1938 - *Le Villafranchien d'Asie et la question du Villafranchien.* Compt. Rend. Somm. Séanc. Soc. Géol. France, pp. 325-328.

TONGIORGI E., TREVISAN L., 1941 - *Discussione sulla genesi e sulla morfologia dei terrazzi e delle pianure in relazione alle variazioni climatiche.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., vol. 49, 18 pp.

TREVISAN L., 1946 - *Terrazzi glaciali o terrazzi interglaciali.* Riv. Sc. Preist. Firenze, vol. 1, fasc. 3.

TREVISAN L., 1949 - *Lineamenti dell'evoluzione del ceppo di elefanti euroasiatici nel Quaternario.* La Ricerca Scientifica.

TREVISAN L., 1968 - *I diversi tipi di alvei fluviali e la loro evoluzione.* Atti Conv. « Le Scienze della Natura di fronte agli eventi idrogeologici. Roma, novembre 1967, pp. 112-131.

TRICART J., 1956 - *Les actions periglaciaires du Quaternaire récent dans les Alpes du Sud.* C. R. IV Congr. INQUA. Rome-Pise (1953), vol. 1, pp. 189-197.

UGOLINI F. e OROMBELLI G., 1968 - *Notizie preliminari sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e fluvioglaciali fra l'Adda e l'Olona in Lombardia.* Rendic. Ist. Lomb. Sc. e Lett., vol. 102, pp. 767-799, Milano.

VANNI M., 1962 - *De quelques formes d'érosion accélérée par les eaux de ravinement dans les zones de colline du Piémont.* Bull. Ass. Int. Hydrol. Sc., vol. 7 (4), pp. 53-56

VECCHIA O., 1946 - *Sulle morene verbane del Mottarone (Piemonte).* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 85, pp. 14-18, Milano.

VECCHIA O., 1956 - *I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago d'Iseo (Lombardia).* Actes IV Congr. INQUA, Roma-Pisa 1953, vol. 1, pp. 89-98, Roma.

VECCHIA O., 1954 - *I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago d'Iseo (Lombardia).* Con Cartina geologica 100.000. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 93, fasc. I-II, pp. 235-362, Milano.

VENZO S., 1938 - *I laghi di Loppio e di Cei. Cenni morfologici e tettonici.* Studi Trentini di Scienze Naturali, fasc. 2, Trento.

VENZO S., 1939 - *Osservzioni geotettoniche e geomorfologiche sul rilevamento del Foglio Belluno.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 58, pp. 433-451, Roma.

VENZO S., 1944 - *Studio geomorfologico sull'Altipiano di Lavarone e sull'alta Valsugana (Trentino). Raffronti colla bassa Valsugana e la Val d'Adige.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 83, pp. 183-256, Milano.

VENZO S., 1945 - *Rilevamento geomorfologico della Val Cavallina a sud del Lago d'Endine (Bergamasco orientale), con particolare riguardo al Glaciale.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 84, pp. 57-97, Milano.

VENZO S., 1947 - *Rilevamento geomorfologico della Brianza orientale e del Bergamasco sud occidentale con particolare riguardo al Flysch e all'Apparato morenico dell'Adda e di Lecco.* Nota preliminare. Boll. Soc. Geol. It., vol. 66.

VENZO S., 1947 - *La serie quaternaria dell'apparato morenico dell'Adda di Lecco comparata col diagramma di Milankovic.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 66, pp. 79-86.

VENZO S., 1948 - *Rilevamento geomorfologico dell'apparato morenico dell'Adda di Lecco.* Con Carta 1:30.000. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 87, pp. 79-140, Milano.

VENZO S., 1949 - *Revisioni del glaciale nella Bassa Val Cavallina (Bergamo). Distinzioni del Mindel e dei terrazzi anaglaciali. Con Cartina 1:30.000. Parallelismi colla Francia, Svizzera, Germania, Austria, colla curva di Milankovic e coi livelli marini padani.* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 88, pp. 79-132, Milano.

VENZO S., 1950 - *Rinvenimento di Ananeus arvernensis nel Villafranchiano dell'Adda di Paderno di Archidiskodon meridionalis e Cervus a Leffe. Stratigrafia e clima del Villafranchiano bergamasco. Atti Soc. It. Sc. Nat.*, vol. 89, pp. 43-122, Milano.

VENZO S., 1951 - *Rilievo geologico nella Valle Stura di Demonte (Cuneo) dal Podio al Ponte Olla, con particolare riguardo al Quaternario.* Con Cartina geologica 1:30.000, Riv. It. Ing.

VENZO S., 1952 - *Geomorphologische Aufnahme des Pleistozäns (Villafranchian-Würm) in Bergamasker Gebiet und in der östiche Brianza: Stratigraphie, Paleontologie und Klima.* Mit. 10 Abb. Geol., Rundschau, Bd. 40, Heft 1, pp. 109-125.

VENZO S., 1953 - *Stadi della glaciazione del « Donau » sotto al Günz nella serie lacustre di Leffe (Bergamo-Lombardia).* Con 8 figg. Geologica Bavarica herausgg. vom Bayer. Geolog. Landesamt Nr. 19 Zum Quartär der Alpen und des Alpenvorlandes, pp. 74-93, München.

VENZO S., 1955 - *Le attuali conoscenze sul Pleistocene lombardo con particolare riguardo al Bergamasco.* Prolusione tenuta all'Università di Parma il 24 Marzo 1955. Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 94, fasc. 11, pp. 155-200, Milano.

VENZO S., 1956 - *Stadi della Glaciazione del « Donau » sotto al Günz ed al Mindel nella serie lacustre di Leffe (Bergamo). Limite tra Pliocene e Pleistocene.* Actes du IV Congr. INQUA, Roma-Pisa 1953, pp. 65-85, Roma.

VENZO S., 1957 - *Neue Betrachtungen über die obere Seeschichtenfolge von Leffe (Bergamo; Nord-Italien): Günz-Mindel-Interglazial und Mindel-Glazial.* INQUA V - Résumés des Communications, 191 pp. Madrid-Barcelona.

VENZO S., 1957 - *Notizie sul rilevamento geologico dell'Anfiteatro morenico del Garda da Gardone a Desenzano.* Boll. Soc. Geol. It., vol. 76, fasc. 1, pp. 73-75.

VENZO S., 1957 - *Rilevamento geologico dell'Anfiteatro morenico del Garda. Parte I: Tratto occidentale Gardone-Desenzano.* Con Carta al 25.000. Mem. Soc. It. Sc. Nat., vol. 12, fasc. 2, pp. 75-140, Milano.

VENZO S., 1961 - *Rilevamento geologico dell'Anfiteatro morenico del Garda - Parte II: Tratto orientale Garda-Adige e anfiteatro atesino di Rivoli Veronese.* Con Carta al 25.000. Mem. Soc. It. Sc. Nat., vol. 13, fasc. I, pp. 3-64, Milano.

VENZO S., 1961 - *The Plio-Pleistocene boundary in Italy.* Rep. IV Intern. Congr. of Quatern., Warzaw.

VENZO S., 1963 - *Il Foglio Geologico Conegliano, completamento della Carta Geologica delle Tre Venezie diretta da Giorgio Dal Piaz edita dall'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque.* Mem. degli Ist. Geol. e Miner. Univ., vol. 23, pp. 3-10, Padova.

VENZO S., 1964 - *La série quaternaire sur le versant méridional des Alpes (Italie septentrionale).* Communication VI INQUA, Varsavia, sept. 1961, Mém. VI INQUA, Warzaw (pubbl. 1965).

VENZO S., 1964 - *The Plio-Pleistocene Boundary in Italy.* Communication VI INQUA, Varsavia sept. 1961, Mém. VI INQUA, Warzaw 1961, 2, Lodz.

VENZO S., 1965 - *Geomorphological mapping of the frontal morainic amphitheatre of the Garda and the origin of the terraces of the Po valley (North Italy).* VII Congr. INQUA, Denver (Colorado).

VENZO S., 1965 - *Morainic and fluvioglacial features in the amphitheatres to the south of Alps (North Italy).* Comm. VII INQUA, Denver (Colorado).

VENZO S., 1965 - *Rilevamento geologico dell'Anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige.* Mem. Soc. It. Sc. Nat., vol. 14, pp. 3-82, Milano.

VENZO S., 1968 - *The Frontal End Moraines of the Lake Garda Basin and the Origin of the Terraces of the Po Valley, Northern Italy.* VII Congresso INQUA, Denver (Colorado) sept. 1965, pp. 93-99, Univ. of Colorado Press.

VENZO S., 1968 - *Glacial and Fluvioglacial Deposits in the Terminal Moraine Basins South of the Alps in Northern Italy.* VII Congresso INQUA, Denver (Colorado), sept. 1965, pp. 85-91, Univ. of Colorado Press.

VENZO S., 1968 - *New Data on the Pliocene-Pleistocene Boundary in Northern Italy: Western Emily and Lombardy, Po Valley.* VII Congresso INQUA, Denver (Colorado), sept. 1965, pp. 349-363, Univ. of Utah Press.

VENZO S. in LONA F. e VENZO S., 1957 - *La station interglaciaire de Pianico-Sellere: sédiments lacustres à microvarves avec phyllites et pollens, de Pianico en province de Bergamo (interglaciale Riss-Würm).* Guide Itinér. de la Onzième Excur. Phytogéogr. (C.N.R.), Ist. Bot., pp. 39-46, Firenze.

VENZO S. in V. P. GRICHUK, R. W. HEY, VENZO S. (Moscov-Cambridge-Parma), 1961 - *Report of the subcommission on the Plio-Pleistocene Boundary.* VI INQUA Congress., Warzaw (pubbl. 1965).

VIALLI V., 1953 - *Le varve e la geocronologia assoluta degli ultimi 15 millenni* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 92, pp. 127-152, Milano.

VIALLI V., 1956 - *Sul Rinoceronte e l'Elefante dei livelli superiori della serie lacustre di Leffe (Bergamo).* Mem. Soc. It. Sc. Nat., vol. 12, fasc. I, Milano.

VIALLI V., 1957 - *I vertebrati della breccia ossifera dell' Interglaciale Riss-Würm di Zandobbio (Bergamo).* Atti Soc. It. Sc. Nat., vol. 96, pp. 51-79, Milano.

VIRGILIO F., 1895 - *La collina di Torino in rapporto alle Alpi, all'Appennino ed alla Pianura del Po.* V. Bona, 160 pp., 1 Carta, Torino.

ZAGWIJN W. H., 1957 - *Vegetation, climate and time-correlations in the early Pleistocene of Europe.* Geologie en Mijnbouw, Nw. S. 19e Jaargang No. 7, pp. 233-244.

ZAGWIJN W. H., 1957 - *Timecorrelations based on vegetation and climatic change in the Early Pleistocene of Europe.* INQUA V. Madrid-Barcellona - Résumés des Communications, pp. 204-5.

ZANELLA E., 1968 - *Ricerche idrogeologiche presso Rivarolo Canavese (provincia di Torino).* Boll. Soc. Geol. It., vol. 87, pp. 469-478.

ZANELLA E., 1969 - *Nuovi dati stratigrafici ed idrogeologici sul sottosuolo di Torino.* Atti Acc. Sc. Torino, vol. 103 (1968-1969), pp. 475-485.

ZUFFARDI P., 1913 - *Elefanti fossili del Piemonte.* Palaeont. Ital., vol. 19, pp. 121-187.

ZUFFARDI P., 1916 - *Geomorfologia della Collina di Torino.* Mem. R. Acc. Sc., vol. 65, fasc. 7, 39 pp., Torino.

ZUFFARDI COMERCI R., 1935 - *I depositi marini pliocenici subalpini del Piemonte considerati in rapporto ai movimenti epirogenetici postpliocenici.* Atti R. Acc. Sc., vol. 70, pp. 447-461, Torino.

TAVOLE

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VII

Fig. 1. — *Sponda sinistra F. Dora Riparia: la fotografia è stata eseguita nel centro di Alpignano poco a valle del « Ponte vecchio ».*
Si possono osservare i conglomerati poligenici dell' Interglaciale Günz-Mindel, fortemente cementati e con stratificazione lenticolare; i ciottoli sono generalmente molto minuti, e talora si rinvengono lenti sabbiose. Essi affiorano costantemente in scarpate acclivi lungo il F. Dora da Alpignano fin quasi alla confluenza con il Po. Sulla destra della foto, in alto, è visibile (mascherato dalla vegetazione) il terrazzo rissiano con pedogenesi dell' Interglaciale Riss-Würm, dalla tipica colorazione rosso-bruna.
Lungo il F. Dora i conglomerati dell' Interglaciale Günz-Mindel sono ricoperti dal fluvioglaciale Mindel poco a SE di Pianezza (vedi *Carta*).
La ricostruzione della Paleoconoide del ig^{GM} della Dora e del Sangone è riprodotta nella sezione in calce alla *Carta*, dove viene chiarita la posizione stratigrafica sottostante ai depositi del Mindel.
E' altresì evidente quanto sia dannosa l'opera di discarica che costantemente viene effettuata nel Fiume, con conseguente inquinamento delle acque. Qui ad opera degli abitanti, ma altrove anche delle industrie; in particolare da Alpignano fino alla confluenza con il Po, il fiume Dora funge da scarico di liquami e da deposito di rifiuti di ogni genere! (Foto F. CARRARO)

Fig. 2. — *Valdengo, biellese occidentale, provincia di Vercelli* (Foglio 43 *Biella*).
Questa fotografia eseguita fuori del presente rilievo è assai significativa in quanto mette in evidenza la sovrapposizione di due paleosuoli. Il primo, l' inferiore, mostra la pedogenesi subìta dai depositi del « *Villafranchiano fresco* » probabilmente nell' Interglaciale Mindel-Riss con tipica colorazione rossa assai intensa. Al di sopra con colorazione rosso-bruna deposito eolico di età rissiana, con pedogenesi del successivo interglaciale.
(Foto F. CARRARO)

Fig. 3. — *Ospedale Psichiatrico ad Est di Rivalta Torinese.*
La profonda trincea della strada, che sale al nuovo complesso ospedaliero, ha messo in evidenza un profilo pedologico potente sui 10 metri. Dal basso si osservano ghiaie inalterate (1) del terrazzo Fluvioglaciale Mindel; quindi un paleosuolo (2) sui medesimi materiali di alterazione Mindel-rissiana, con la tipica colorazione rossa assai intensa. La porzione superiore del profilo pedologico Mindel-rissiano con ciuffi d'erba, è costituita da loess (3) del Cataglaciale Mindel. Sopra di esso pochi decimetri di copertura eolica giallastra (4), su cui si rinviene, al limite con la vegetazione, un materiale argilloso-sabbioso, a struttura lamellare, con colore bruno di cronologia non definita. (Foto F. MANCINI)

Fig. 1.

Fig. 2.

4

3

2

1

Fig. 3.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VIII

Fig. 1. — *Druento: sezione artificiale lungo via Dante Alighieri che sale dal vecchio centro alla nuova zona di lottizzazione sulla morena mindeliana.*

E' visibile un significativo profilo pedologico su materiale morenico mindeliano in cui nella parte superiore lo scheletro è completamente argillificato con totale obliterazione dei ciottoli originari. Sono visibili screziature e rivestimenti di argille, idrossidi di ferro e manganese. La colorazione del materiale è rosso scuro (2.5 YR 3.5/6). Verso il basso si osservano alcuni ciottoli fortemente alterati. (Foto F. PETRUCCI)

Fig. 2. — *Druento: sezione artificiale lungo Via Dante Alighieri che sale dal vecchio centro alla nuova zona di lottizzazione sulla morena mindeliana.*

Questa immagine mette in evidenza gli orizzonti inferiori dello stesso profilo pedologico illustrato in Fig. 1. In essa è ancora visibile lo scheletro siliceo più o meno inalterato, mentre i ciottoli silicati sono sempre alteratissimi e possono venire facilmente tagliati con la vanga. Si tratta di un paleosuolo tipico dell' Interglaciale Mindel-Riss con colorazione rossa assai intensa. Particolari caratteristiche pedologiche non disturbate (struttura, porosità, scheletro, pellicole di argille, ecc.) permettono di asserire che si tratta di un paleosuolo in posto non soggetto a colluvionamento, nonostante si trovi lungo il fianco della morena con pendenza 10% (vedi asterisco sulla Carta). (Foto F. PETRUCCI)

Fig. 1.

Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IX

Fig. 1. — *Druento: nuova zona di lottizzazione. Questo profilo pedologico (già campionato, verrà illustrato da* G. A. FERRARI *e* F. MANCINI), *è stato messo in luce dagli scavi per le fondamenta dell'abitazione situata in Via Cecco Angiolieri n° 9.*
Posto alla sommità della cerchia morenica mindeliana, il paleosuolo risulta pressochè interamente conservato, con una potenza superiore a 5 metri. Si osserva un'argillificazione molto spinta, con colorazione rossa intensa (2.5 YR fino a 10 R); sono frequenti le laccature nere di ossidi di manganese, screziature, ecc. Lo scheletro negli orizzonti superiori, illustrati dalla foto, è assente. E' questo uno dei migliori esempi di paleosuolo Mindel-rissiano nella regione piemontese. (Foto F. PETRUCCI)

Fig. 2. — *Cascina Costa, a NO di Alpignano.*
La sezione artificiale mostra un profilo pedologico fra i più significativi rinvenuti sulle morfologie rissiane. Questo paleosuolo (1) formatosi su materiale morenico del *Maximum Riss* (R II), è uno dei suoli, evolutosi nell' Interglaciale Riss-Würm, meglio conservato e fra i più tipici. Esso è potente circa m 2,50, ha colore rosso-bruno da 7,5 YR a 5 YR. Si tratta di un suolo lisciviato con orizzonte B a notevole accumulo di argilla illuviale che ha provocato una diminuzione di drenaggio e la conseguente apparizione di debole *pseudogley*. Sul paleosuolo Riss-würmiano (1), si trova una copertura eolica (2) di spessore variabile da pochi decimetri (come in foto) a valori che si aggirano sui 1,50-2 metri. Questo loess è di età probabilmente würmiana. Lo studio di dettaglio dell' intero profilo pedologico è in corso da parte dei pedologi G. A. FERRARI e F. MANCINI.
(Foto F. PETRUCCI)

Fig. 1.

2

1

Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA X

Fig. 1. — *Cava abbandonata a NE di Truc Mortè, nelle vicinanze della S.S. del Moncenisio N. 25 (vedi asterisco sulla Carta).*

E' visibile una sezione del cordone rissiano, costituita da morenico bianco non alterato ed appena cementato; mentre sulla destra ove si ha una rottura di pendio si osservano materiali colluviali di paleosuolo Riss-würmiano. Questo fatto è assai frequente sulle cerchie interne del Riss.

(Foto F. CARRARO)

Fig. 2. — *Sezione artificiale sulla S.S. del Moncenisio N. 25, a NE di Truc Mortè.*

La foto mette chiaramente in evidenza la sovrapposizione dei depositi lacustri e fluviolacustri, attribuiti al « Cataglaciale Riss e Interglaciale Riss-Würm », su cordone morenico rissiano. La morena è la stessa della Fig. 1.

(Foto F. CARRARO)

Memorie Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ.
St. Nat. Milano - Vol. XVIII - Tav. X

Fig. 1.

Fig. 2.

GIANCARLO BORTOLAMI & GIORGIO VITTORIO DAL PIAZ (*)

Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Provincia di Torino)

ed alcune considerazioni sull'evoluzione paleogeografica e strutturale della eugeosinclinale piemontese

Riassunto. — Nella prima parte del lavoro si illustrano i caratteri geo-litologici e strutturali della regione Rivoli-Avigliana, a commento della carta geologica allegata. La zona è situata al margine occidentale della pianura di Torino e comprende due grandi unità strutturali: il massiccio cristallino del Dora-Maira e la Zona delle pietre verdi, o Zona Piemontese. Nella prima prevalgono largamente gli gneiss occhiadini, derivati epimetamorfici alpini di originari tipi granitoidi ercinici. Le pietre verdi della seconda sono molto più abbondanti dei calcescisti mesozoici ai quali sono associate e costituiscono la propaggine meridionale del grande complesso ofiolitico Val di Susa-Valli di Lanzo. Alcuni litotipi appaiono indenni dal metamorfismo regionale alpino (lherzoliti e gabbri del massiccio di Lanzo e del Moncuni). La maggior parte delle rocce manifesta tuttavia una generale impronta metamorfica alpina con paragenesi di alta pressione (eclogiti, glaucofaniti, gabbri ad onfacite) o della facies scisti verdi (metagabbri, prasiniti). Nelle grandi masse di lherzoliti fresche della regione vi sono numerosi filoni di gabbri ± saussuritici; nelle serpentine antigoritiche sono invece abbondanti i filoni di gabbri rodingitici e di rodingiti. Nei dintorni di Vindrola (Villardora) si osservano alcuni affioramenti di brecce diabasiche in facies prasinitica. I paraderivati mesozoici sono rappresentati da prevalenti micascisti carbonatici e da tipi filladici; subordinati sono invece i calcescisti in facies normale.

Nella seconda parte si descrive l'assetto paleogeografico e strutturale della Zona Piemontese. Un processo di lacerazione crostale condusse alla formazione della eugeosinclinale piemontese, una fossa con fondo cristallino di ultrabasiti e gabbri sul quale si depositavano i sedimenti orogeni (i futuri calcescisti). I ricoprimenti M. Rosa-Gran Paradiso-Dora Maira costituiscono il margine continentale esterno di questa struttura, la Zona Sesia-Lanzo quello interno. Col perdurare di condizioni di distensione, si formarono grandi fratture nel mantello lungo le quali magmi basaltici raggiungevano il fondo della eugeosinclinale, dando luogo a grandi estrusioni sottomarine al di sopra del substrato gabbro-ultrabasico e dei sedimenti orogeni, o generando localmente dei sills all'interno di questi ultimi. Si instaurarono quindi condizioni di compressione che determinarono la formazione di una catena a ricoprimenti sovrapposti la cui evoluzione tettonico-metamorfica può così essere sommariamente sintetizzata: 1) presa di posizione dei ricoprimenti (coltri di scivolamento nei terreni di copertura e grandi scaglie profonde) secondo uno stile tettonico di taglio, con deformazioni di tipo clastico e trasformazioni metamorfiche a prevalente carattere retrogrado e con distribuzione localizzata (diaftoresi, ecc.); 2) generale processo di *serrage* con ulteriore raccorciamento crostale, caratterizzato da un ripiegamento polifasico che colpisce l'intero edificio a ricoprimenti precedentemente costituito; la deformazione assume carattere eminentemente plastico ed è accompagnata, o seguita, dalla rigenerazione metamorfica alpina in facies scisti verdi; 3) segue la fase finale di distensione, caratterizzata dal magmatismo tardoorogenico di Biella e Traversella.

Abstract. — The Crystalline Basement of the Rivoli-Avigliana Moraine Amphitheatre (Torino, Italy) with some remarks on the paleogeographical and structural evolution of the Piemont Eugeosyncline.

The first section deals with the geology of the Rivoli-Avigliana basement (western border of Torino Plain). There are two major tectonic units: 1) « Dora-Maira » Massif; 2) ophiolite-bearing « Piemontese Zone ».

The former consists essentially of augen gneiss resulting from Alpine epi-metamorphism of hercynian (pre-Westphalian) granitoids. The volcano-detrital origin proposed by P. VIALON is rejected.

In the « Piemontese Zone », mesozoic metasediments (*calcescisti*) are uncommon, while the ophiolites very frequent. Among the ophiolites, some are unaffected by regional metamorphism (Lanzo and M. Moncuni lherzolites, gabbro dikes), whereas most show effects of Alpine-age metamorphism, related to high-pressures (eclogites, glaucophane-bearing rocks, omphacite-bearing metagabbros) and to greenschist facies. Rodingites are also frequent. Among the mesozoic metasediments, phyllites and micaschists are very common.

In the second section, a paleogeographical and structural reconstruction oft he « Piemontese Zone » is outlined, in the context of the genetic problem of the western Alps.

(*) Istituto di Geologia dell'Università di Torino e Centro per lo studio geologico e petrografico dell'orogeno delle Alpi occidentali del C.N.R.

As a consequence of crustal strecking and drifting apart, the Piemont eugeosyncline developed upon a simatic sea-floor (ultramafites and gabbros). Basaltic magma rose through fractures of the upper mantle and was emplaced upon the gabbro-ultramafites complex and upon and within the sediments.

Then compression and lateral shortening set in. A nappe structure was built through two successive mechanisms: 1) *overthrusting*: nappes originated in the form of gliding sheets (near surface) and of tectonic wedges (at deph); the tectonic style was fragile and the reworking of the rocks was localized and substantially mechanical with diapthoritic character. The high-pressure metamorphism followed. 2) *Serrage*, with further lateral shortening and multi-phase folding of the nappe structure as a whole. Deformation was plastic and accompanied or followed by regional metamorphism (greenschist facies in Rivoli-Avigliana basement).

A phase of stress relaxation, distension and acid (locally intermediate) magmatism ends the regional evolution.

The paper closes with a critical re-appraisal of the Argand's « root » concept.

1. - PREMESSA

Lo spunto per iniziare lo studio geologico della regione tra Valle del Sangone e Valle della Torre, al margine occidentale della pianura di Torino, ci è stato offerto dal Prof. S. VENZO e dall'amico F. PETRUCCI, con la richiesta di collaborare all'esecuzione della carta geo-morfologica dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana e del suo substrato cristallino.

Era l'occasione per conoscere meglio una regione molto interessante per la geologia delle Alpi occidentali, per verificare nel contempo alcune ipotesi, a nostro avviso poco convincenti, recentemente avanzate sulla genesi degli gneiss occhiadini e sulla presa di posizione estrusiva dell' intera sequenza ofiolitica e per eseguire infine ulteriori confronti tra i complessi cristallini pennidici e tra le pietre verdi delle Alpi occidentali.

Questo studio, commento ed illustrazione della carta geologica, è corredato da una sommaria ricostruzione dell'assetto paleogeografico e della evoluzione strutturale della eugeosinclinale piemontese, secondo un modello ispirato alle moderne concezioni mobiliste.

Il lavoro è frutto della stretta collaborazione dei due autori, con un contributo prevalente di G. V. DAL PIAZ per la parte conclusiva.

Esprimiamo viva gratitudine al Prof. S. VENZO, Direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Parma, per l'opportunità offertaci e per il finanziamento della carta geologica, ed al Prof. R. MALARODA, Direttore dell' Istituto di Geologia della Università di Torino, per la stampa della monografia.

Per ripetuti e proficui scambi di vedute, avvenuti nel corso di escursioni sulle Alpi, per la concessione in visione di sezioni sottili e di altro materiale di studio, per la segnalazione di affioramenti e di paragenesi interessanti ed infine per numerosi suggerimenti e benevole critiche, ringraziamo i Proff. e Dott. P. BEARTH, A. BEZZI, E. CALLEGARI, P. DEVECCHI, V. DIETRICH, G. ELTER, M. GOVI, J. HUNZIKER, M. MAURINO, A. NICOLAS, B. REINHARDT, Tj. PETERS, G. PICCARDO e R. SACCHI. Siamo infine grati ai Proff. E. CALLEGARI e R. MALARODA ed ai colleghi A. BEZZI, G. PICCARDO e R. SACCHI per la lettura critica del manoscritto.

2. - NOTIZIE STORICHE

Le prime ricerche geologiche sistematiche sul Piemonte, con particolare riguardo alle Alpi Cozie ed alle Valli di Lanzo, risalgono ad A. SISMONDA (1840, 1866), B. GASTALDI (1871, 1872), D. ZACCAGNA (1877) e M. BARETTI (1893). Ricordiamo in particolare SISMONDA, che intuì l'età mesozoica di quel complesso in seguito definito Zona delle Pietre Verdi, e GASTALDI il quale stabilì la prima chiara separazione, anche nella regione del Dora-Maira, tra l'elissoide degli « gneiss centrali » arcaici e la Zona delle Pietre Verdi ritenuta di età paleozoica.

Nei primi anni del XX secolo S. FRANCHI, E. MATTIROLO, V. NOVARESE, A. STELLA e D. ZACCAGNA concludevano, per conto del Servizio Geologico di Stato, il rilevamento *ex novo* alla scala 1:100.000 del versante italiano dell'arco alpino occidentale, lavoro imponente eseguito con cura eccezionale, mirabilmente sintetizzato nella Carta Geologica delle Alpi occidentali alla scala 1:400.000 (1908).

Secondo la legenda dei Fogli Dronero, Pinerolo e Susa della Carta Geologica d'Italia (C.G.I.), il Massiccio del Dora-Maira è costituito da una serie cristallina pretriassica di micascisti, talora a granato e cloritoide, con intercalazioni lenticolari di « gneiss occhiolati », di marmi e calcefiri, di anfiboliti talora a glaucofane e di prasiniti. Vi sono inoltre estese masse di gneiss granitoidi, passanti talvolta a tipi minuti, tabulari (Luserna, Val Gilba). Il complesso è ricoperto da una serie trasgressiva di probabile età carbonifera, la Serie Grafitica delle Alpi Cozie, costituita da gneiss minuti psammitici a biotite e muscovite, con pigmento grafitico, passanti a micascisti e scisti grafitici, micascisti a cloritoide, granato e grafite, gneiss minuti e micascisti contenenti talora banchi di quarziti.

Tra i terreni mesozoici a facies piemontese, la legenda dei Fogli sopracitati distingue quarziti del Trias inferiore, dolomie del Trias medio, dolomie del Norico, calcari cristallini e calcescisti scuri del Retico, diversi tipi di calcescisti (tra i quali quelli del Lias medio del Vallone di Narbona), peridotiti, serpentine, gabbri eufotidi più o meno metamorfosati, metadiabasi e prasiniti, eclogiti e rocce varie a glaucofane, lawsonite, ecc.

Fu S. FRANCHI (1898) a dimostrare in modo definitivo l'età mesozoica dei calcescisti associati alle pietre verdi nelle Alpi occidentali, individuando, su base paleontologica, il Trias medio e superiore in Val Maira ed il Lias inferiore in Val Grana. Nonostante la documentazione paleontologica, le idee di FRANCHI furono a lungo contrastate, specie da D. ZACCAGNA, sostenitore dello schema stratigrafico e cronologico di GASTALDI.

I Rilevatori del Servizio Geologico commentarono il lungo lavoro di campagna con note illustrative, spesso troppo brevi rispetto alla grande mole di osservazioni originali raccolte ed all' importanza degli argomenti trattati. Molto rari furono i lavori monografici. Rimanendo ancora essenzialmente nell'ambito della regione Dora-Maira -Valli di Lanzo, possiamo ricordare, tra i loro più significativi contributi: la fondamentale memoria di S. FRANCHI (1898) dedicata al problema dei calcescisti, le note di A. STELLA (1895), V. NOVARESE (1895b, 1896, 1913), S. FRANCHI & V. NOVARESE (1895), S. FRANCHI (1897b), rivolte principalmente all' illustrazione delle serie cristalline del Dora-Maira, e quelle di S. FRANCHI (1893, 1894, 1895, 1897a, 1897b, 1902), S. FRANCHI & V. NOVARESE (1895), A. STELLA (1895) e E. MATTIROLO (1906) sulla Zona dei Calcescisti con Pietre Verdi.

Particolare rilevanza per la petrografia e la petrologia delle pietre verdi hanno ancora oggi i contributi di FRANCHI (specie quelli del 1895 e 1902), la classificazione delle ofioliti metamorfiche proposta da V. NOVARESE (1895a) e lo studio accurato e moderno di F. ZAMBONINI (1906 a) sui metagabbri della bassa Valle di Susa.

Ai minerali di litoclase delle «granatiti» comprese nelle serpentine di Trana, Piossasco e della Valle di Susa, in gran parte segnalati dai Rilevatori del Servizio Geologico, sono dedicate le brevi note d A. COSSA (1884), G. BOERIS (1897, 1899, 1900, 1902, 1903 a, 1903 b), A. BIANCHI & T. CARPANESE (1928), T. CARPANESE (1933), F. ZAMBONINI (1901, 1908) e V. GENNARO (1931), compendiate nella monografia di G. V. DAL PIAZ (1967) sulle « granatiti » (rodingiti *l.s.*) delle Alpi occidentali italiane.

Ricordiamo ancora i lavori di G. PIOLTI (1897, 1905, 1909), M. NESS (1928), M. FENOGLIO & E. SANERO (1941), E. SANERO (1932), G. RIGAULT (1958) e di Gc. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ (1967), rivolti ad alcuni problemi locali del massiccio ultrabasico di Lanzo, oggetto, quest'ultimo, di recenti ricerche monografiche da parte di A. NICOLAS, delle quali parleremo ampiamente tra breve.

Le pietre verdi delle Valli di Lanzo, Valle di Susa e M. Viso sono oggetto di alcune importanti osservazioni di P. BEARTH (1959, 1962, 1967). Ricordiamo specialmente la segnalazione di lave a cuscini e di brecce vulcaniche metamorfiche nelle pietre verdi del M. Viso, P. Ovarda ed Usseglio, lo studio di nuclei eclogitici compresi nei *Flasergabbro* della Valle di Susa e le fondamentali considerazioni sulla distribuzione del metamorfismo regionale alpino con particolare riguardo ai minerali di alta pressione.

A proposito del metamorfismo nelle Alpi occidentali ricordiamo che la prima segnalazione del suo carattere polifasico risale a GB. DAL PIAZ (1928), a H. P. CORNELIUS (1930) una prima analisi moderna dei rapporti tra metamorfismo e deformazione.

In alcuni lavori dedicati essenzialmente ad illustrare l'origine metasomatica delle ofioliti da sedimenti mesozoici, S. CONTI (1955, 1964, 1966) si occupa, seppure marginalmente, delle pietre verdi affioranti in bassa Valle di Susa, nelle Valli di Lanzo, nella dorsale Orsiera-Rocciavrè ed al M. Viso. Queste concezioni genetiche sono riprese da A. BELLINI & P. MAIFREDI (1968) in un recente lavoro sulla regione compresa tra il Colle delle Finestre e la Val Sangone.

Origine metasomatica è prospettata da R. MICHEL (1953, 1955) per una parte delle rocce cri-

stalline del Gran Paradiso e del Dora-Maira, e per le prasiniti della copertura mesozoica. Si vedano le critiche di A. BIANCHI & Gb. DAL PIAZ (1959).

Alcuni recenti lavori illustrano i litotipi del Massiccio del Dora-Maira ed affrontano problemi petrogenetici di carattere locale: sono i contributi di E. GRILL, G. PAGLIANI & L. SACCHI (1955) sul talco della Val Germanasca, quelli di G. PAGLIANI PEYRONEL (1954, 1957) sugli gneiss di Luserna e sulle quarziti del M. Bracco, e quelli infine di E. ZANETTIN LORENZONI (1964, 1967) sui rapporti tra gneiss occhiadini e copertura carbonifera in Val Chisone e sugli gneiss dioritici del Pinerolese. L. PERETTI (1967) ha pubblicato i risultati di una ricerca geologico-mineraria sulle mineralizzazioni a talco dei dintorni di Pinerolo.

Passiamo ora a illustrare brevemente le principali opinioni sull'assetto strutturale delle Alpi piemontesi. E' nota la concezione rigidamente autoctonista dei Rilevatori del Servizio Geologico, in particolare di S. FRANCHI (1906, 1929), polemico oppositore di quelle interpretazioni faldistiche al cui sviluppo egli stesso aveva largamente contribuito con i ritrovamenti paleontologici e con rilevamenti di straordinaria precisione. Limitandoci ancora alla regione compresa tra Val di Susa e Val Maira, ricordiamo che, secondo l'opinione di E. ARGAND (1911, 1916), la Formazione Grafitica del Pinerolese e di Giaveno, unitamente ai sottostanti gneiss granitoidi del M. Freidour e del M. Bracco, apparterrebbero al fianco normale della Falda Gran San Bernardo (IV), affiorante in finestra tettonica al di sotto del Ricoprimento Dora-Maira (V). Quest'ultimo è a sua volta suddiviso in numerose digitazioni. La Zona Grafitica del Pinerolese fu in seguito riferita da R. STAUB (1924) al Ricoprimento Dora-Maira equivalente alla Falda del Gran Paradiso, attribuzione non più contestata.

A F. HERMANN (1925, 1930) spetta il merito di aver messo in risalto l' importanza nelle Alpi occidentali di uno stile tettonico a grandi scaglie listriche e di aver in parte precorso, come vedremo più avanti, alcune delle più moderne concezioni mobiliste. Meno attendibile è invece la struttura del Ricoprimento del Piemonte, una grande falda con nucleo costituito dal cristallino Dent Blanche ed involucro di calcescisti mesozoici, ipotesi ribadita nel lavoro del 1930 dedicato alla illustrazione dei calcescisti e delle pietre verdi della Valle di Susa, ecc.

Passando all'esame dei lavori più recenti, osserviamo che numerosi autori hanno accettato, seppure con sfumature diverse, le idee autoctoniste di FRANCHI e dei suoi colleghi del Servizio Geologico. Autoctonisti sono S. CONTI (op. cit.), sostenitore dell'esistenza di una serie continua dal cristallino antico del Dora-Maira al Trias e quindi ai calcescisti; R. MALARODA (1957) e B. FRANCESCHETTI (1961), fautori della parautoctonia dei calcescisti sulla Zona Permo-Carbonifera assiale; P. VIALON (1966), A. NICOLAS (1966), A. BELLINI & P. MAIFREDI (1968).

Le concezioni faldistiche di ARGAND sono accolte in questa regione da A. MICHARD (1967) e G. V. DAL PIAZ (1966); lo stile strutturale è tuttavia profondamente modificato, con larga applicazione della tettonica a scaglie, già introdotta da R. STAUB (1924), F. HERMANN (1925, 1930) e GB. DAL PIAZ (1939).

2.1. Le recenti monografie.

Precedute da una lunga serie di note preliminari, uscivano, tra il 1966 ed il 1967, le voluminose monografie (tesi di dottorato), di P. VIALAN, A. MICHARD e A. NICOLAS.

La prima è dedicata all' illustrazione ed alla ricostruzione stratigrafica delle serie cristalline nel massiccio del Dora-Maira; la seconda è rivolta essenzialmente ai problemi stratigrafici e strutturali dei complessi mesozoici in Val Grana e Val Maira, con alcune importanti considerazioni sull'assetto tettonico del Dora-Maira, in cortese polemica con VIALON. La monografia di A. NICOLAS descrive le pietre verdi delle Valli di Lanzo. Si tratta di una messe cospicua di osservazioni originali, che ampliano sensibilmente le conoscenze su zone complicate ed in genere poco note. Spetta inoltre ai valenti colleghi francesi di aver risvegliato l' interesse geologico, da tempo sopito, su numerosi appassionanti problemi delle Alpi Cozie e Graie.

P. VIALON (1966) suddivide il massiccio del Dora-Maira in cinque complessi che si succedono, in sovrapposizione stratigrafica normale dal basso verso l'alto, nel seguente ordine:

1) *Ensemble des gneiss glanduleux*, una serie sedimentaria in facies Culm, con arenarie, grovacche, argilliti e colate basiche sottomarine. L'età è devonico-carbonifera. Durante l'orogenesi ercinica il complesso subisce l'azione del metamorfismo regionale e l' iniezione di grandi masse granitiche, di presunta origine palingenetica. A questo quadro si sovrappongono gli effetti della orogenesi alpina.

L'*Ensemble* è costituito da:

— *gneiss amigdalari*, facies occhiadine grossolane più o meno albitizzate, con grandi amigdale policristalline a prevalente feldispato; gli affioramenti sono circoscritti alla testata della Val Pellice, ai dintorni di Paesana, allo sbocco della Valle Po ed alla bassa Valle Varaita.

— *Gneiss occhiadini*, tipici al M. Freidour, in facies del tutto analoga agli gneiss ghiandoni del Gran Paradiso. Pur manifestando una grande omogeneità d' insieme, essi presentano sensibili variazioni, passando gradualmente da facies granitoidi massicce ancora ben conservate (relitti di feldispato potassico, oligoclasio e biotite rosso-bruna), a tipi finemente fogliettati e trasformati.

— *Gneiss dioritici*, della bassa Val Chisone e Val Pellice; rappresentano, secondo VIALON, i derivati metamorfici di originarie rocce dioritiche intruse nelle facies ghiandolari, a conclusione del ciclo magmatico ercinico. La loro età, postcarbonifera per S. FRANCHI (1895), permiana per Gb. DAL PIAZ (1939), risulta un po' più antica per il collega francese, opinione condivisa da E. ZANETTIN LORENZONI (1964, 1967) (1).

— *Gneiss minuti e micascisti*: costituiscono il tessuto connettivo dell' intero *Ensemble*. Essi contengono frequenti *boudins* di anfiboliti antiche le quali conserverebbero, secondo VIALON, relitti di una originaria struttura a *pillows* (2).

— *Migmatiti eterogenee*: rientra in questo gruppo un complesso di parascisti con numerosi filoni leucocratici concordanti.

— *Filoni-strato di gneiss granitoidi*, presenti nei parascisti, con potenza che oltrepassa talvolta, come a Brossasco in Val Varaita, i 100 m.

(1) E. ZANETTIN LORENZONI si discosta radicalmente dall' interpretazione di S. FRANCHI, Gb. DAL PIAZ e P. VIALON sulla genesi degli gneiss dioritici, originarie dioriti intrusive tardopaleozoiche, trasformate successivamente dal metamorfismo alpino. La collega ritiene infatti che queste rocce (in particolare le « dioriti » di Albarea in Val Chisone) rappresentino il prodotto di un processo di granodioritizzazione metamorfica a carattere isochimico a spese degli gneiss biotitico-epidotici incassanti. A questo proposito osserviamo che, nella regione, il metamorfismo ha caratteristiche ben lontane da quelle richieste per l'anatessi.

(2) Riteniamo non dimostrata, anche se possibile, l'origine estrusivo-sottomarina delle anfiboliti antiche del Dora-Maira, la cui « struttura a *pillow* » relitta ricorda fortemente i prodotti di intensa deformazione e disarticolazione tettonica per *boudinage* in metabasiti con giacitura stratoide.

2) *Ensemble de Pinerolo*. E' la denominazione attribuita da VIALON alla nota sequenza carbonifera in facies psefitica e psammitica; si tratta di arenarie, grovacche e conglomerati a pigmento carbonioso, in facies epimetamorfica alpina (fengite, cloritoide e biotite bruna tardiva). La sua età carbonifera è ammessa da tutti gli autori che si sono accupati di questa regione, ad eccezione di R. MICHEL (op. cit.) che propende per un'età più antica.

3) *Ensemble de Dronero*. E' un complesso eterogeneo di gneiss occhiadini a mica verde, con intercalazioni subordinate di micascisti a cloritoide e gneiss a « ciottoli » quarzosi, derivati metamorfici alpini di una sequenza vulcano-sedimentaria formata da alternanze di porfiroidi granofirici, porfiroidi arcosici, ignimbriti, tufi acidi, arenarie ed arcosi, microconglomerati, grovacche ed argilliti. Secondo VIALON il complesso si sovrappone con rapporti normali all'*Ensemble de Pinerolo* e per tale motivo è ritenuto di età permiana; esso affiora estesamente nel settore meridionale del Dora-Maira, ricompare in quello centrale nei dintorni di Luserna e, a settentrione, tra il Sangone e la Valle di Susa. Il tentativo di introdurre nel Dora-Maira un complesso vulcano-detritico permiano di grande estensione costituisce la principale innovazione rispetto alla rappresentazione della Carta Geologica d'Italia. Gli gneiss occhiadini del Dora-Maira, ortoderivati alpini di graniti ercinici secondo i Rilevatori, sono, secondo VIALON, sia antichi gneiss amigdalari, sia rocce di derivazione granitica, sia infine metaderivati di originarie rocce vulcano-detritiche di età permiana.

L'ipotesi di VIALON, ispirata alle idee di A. AMSTUTZ, è stata estesa da J. BERTRAND agli gneiss occhiadini del Gran Paradiso.

4) *Ensemble de Sampeyre*: è un complesso di quarziti micacee verdoline, talora conglomeratiche, con subordinati orizzonti di micascisti a cloritoide. Sono i prodotti di trasformazione di una originaria sequenza permiana di arenarie, arcosi e microconglomerati, con livelli argillitici. Il complesso, circoscritto ai settori meridionale e settentrionale del Dora Maira, è di individuazione difficile, a volte formale o addirittura arbitraria, per usare le parole di VIALON.

5) *Ensemble des schistes lustrés*. Si sovrappone, in continuità stratigrafica, all'*Ensemble de Sampeyre* con una serie triassica dapprima detritica e quindi calcareo-dolomitica che passa superiormente a potenti depositi argilloso-marnosi con

frequenti intercalazioni di lave basiche. Il complesso manifesta una impronta metamorfica alpina a carattere polifasico; le paragenesi di alta pressione sarebbero, secondo P. VIALON, di età cretacea, espressione di un atto metamorfico legato all'affossamento della geosinclinale.

Abbiamo già ricordato le vedute tettoniche di VIALON, contrarie allo schema faldistico di ARGAND, favorevoli ad uno stile tettonico a scaglie sovrapposte, di importanza locale, limitate ad un massiccio ritenuto fondamentalmente autoctono.

Prendendo in esame la monografia di A. MICHARD (1967) e confrontandola con quella di P. VIALON, appaiono palesi, accanto a molteplici analogie, numerosi motivi di profonda divergenza.

Il contrasto emerge specialmente nella seconda parte del lavoro quando, dopo un'ampia descrizione delle formazioni mesozoiche e di una piccola parte del settore meridionale del Dora-Maira, MICHARD passa a discutere criticamente le idee del collega, per riproporre una differente interpretazione paleogeografica e strutturale del massiccio. Pregevole è l'analisi stratigrafica del complesso dei calcescisti, tra la Val Grana e l'alta Val Varaita, con la individuazione e la separazione di diverse unità strutturali di pertinenza brianzonese e piemontese. Agli storici reperti fossiliferi di FRANCHI, si aggiungono i nuovi ritrovamenti di F. ELLENBERGER, A. MICHARD & C. STURANI (1964) e di B. RICCI (1967).

Tra gli argomenti che più da vicino riguardano la regione Rivoli-Avigliana, ricordiamo soprattutto la ricostruzione stratigrafica e strutturale dell' intero massiccio Dora-Maira. A differenza di VIALON, MICHARD ritiene che l'insieme dei calcescisti costituisca una falda di copertura largamente sovrascorsa sul cristallino pretriassico del Dora-Maira, a sua volta suddiviso in diverse unità strutturali, separate da orizzonti tettonici suborizzontali di importanza regionale. Secondo MICHARD le vicende tettonico-metamorfiche del Dora-Maira potrebbero essere così sintetizzate: ad un primo antico processo metamorfico è imputata la trasformazione di un'originaria serie argilloso-arenacea, con intercalazioni di rocce basiche, in un complesso ectinitico con marmi ed anfiboliti. Un secondo ciclo metamorfico, o, semplicemente, una seconda fase del precedente, sembra aver dato origine, nello zoccolo cristallino, ad un procsso diffuso di *granitizzazione e migmatizzazione, il cui fronte di feldispatizzazione metasomatica è discordante* rispetto all'andamento delle formazioni premigmatiche. Le vicende del massiccio si concludono con il ciclo tettonico-metamorfico alpino, descritto con particolare dettaglio dal collega francese.

Condividiamo a grandi linee le idee di A. MICHARD, specie per quanto riguarda il carattere polimetamorfico del complesso cristallino Dora-Maira, la sua età antica ed il suo assetto stratigrafico e strutturale, assai più convincente di quello proposto da VIALON. Condividiamo inoltre l'esistenza di uno stile tettonico a grandi scaglie con scorrimenti tangenziali, un quadro che si accorda con la situazione strutturale del Monte Rosa e del Gran Paradiso (G. V. DAL PIAZ, 1966). Non possiamo invece accettare l' interpretazione genetica degli gneiss occhiadini del Dora-Maira per granitizzazione metasomatica. Essi derivano, come vedremo, da graniti di età ercinica con carattere intrusivo ed attitudine a differenziarsi.

Lo studio dettagliato delle pietre verdi comprese tra la Valle di Susa e la Valle dell'Orco, costituisce l'oggetto di un'ampia monografia di A. NICOLAS (1966) e di lavori successivi che testimoniano una graduale evoluzione del pensiero del collega (1967, 1968, 1969 a, 1969 b). La monografia del 1966 è dedicata principalmente alla descrizione analitica de principali litotipi e dei loro componenti mineralogici. Sul problema della presa di posizione della sequenza ofiolitica, NICOLAS propende inizialmente (1966) per l' ipotesi, allora in voga, delle megaeffusioni sottomarine. In seguito si orienta gradualmente per una messa in posto tettonica (a freddo) delle ultrabasiti, risalite in tappe successive attraverso il mantello e la crosta (1969 b): questa ipotesi trova conferma innanzitutto nel quadro della deformazione interna, di stile profondo, nella presenza di associazioni mineralogiche iniziali di alta pressione e nella loro progressiva evoluzione verso paragenesi che indicano livelli strutturali sempre più superficiali. Le più recenti ricerche del collega sono rivolte non solo allo studio dettagliato dei complessi ultrabasici, ma anche all'analisi accurata dei rapporti tra deformazione e metamorfismo nelle pietre verdi delle Valli di Lanzo.

A VIALON e NICOLAS spetta il merito di aver esteso in modo sistematico l'analisi strutturale alle Alpi Cozie e ad un vasto settore delle Alpi Graie, riprendendo e completando le ricerche eseguite nella regione da N. D. CHATTERJEE (1963) della scuola di Gottinga. Rimandiamo al recente lavoro di G. V. DAL PIAZ & R. SACCHI (1969) per un'ampia disamina di questi contributi; alle pagine conclusive della presente pubblicazione per un breve resoconto dei più importanti risultati di NICOLAS.

3. - DORA-MAIRA

3.1. Generalità.

La regione di Rivoli-Avigliana comprende una parte del settore nordorientale del massiccio del Dora-Maira. Il Foglio Susa della C.G.I. vi rappresenta prevalenti gneiss occhiadini, subordinati parascisti ed una ristretta fascia di terreni carboniferi. Ricordiamo che gli gneiss occhiadini di questa regione derivano, secondo P. VIALON (1966), da un'originaria sequenza vulcano-detritica di età permiana (l'*Ensemble de Dronero*): prevalenti *metaporfiroidi granofirici* lungo il basso corso del Sangone, *metaporfiroidi arcosici* più a settentrione, tra Coazze e la Valle di Susa.

Le nostre osservazioni conducono a rifiutare la triplice suddivisione, su base genetica e cronologica, introdotta da P. VIALON per gli gneiss occhiadini dell' intero massiccio, e, in particolare, a contestarne l'origine vulcano-detritica.

Nella carta geologica della regione Rivoli-Avigliana ([3]) abbiamo distinto *gneiss occhiadini granitoidi e gneiss occhiadini a tessitura scistoso-laminata*. I primi conservano a volte la struttura granitoide o, più spesso, manifestano le tracce di una intensa cataclasi. Come relitti della associazione mineralogica primaria si osservano: biotite rosso-bruna, feldispato potassico e, più raramente, il plagioclasio, perloppiù in condizioni di avanzata trasformazione sericitico-saussuritica.

I secondi denotano, a differenza dei precedenti, una generale riorganizzazione mineralogica e strutturale promossa dal metamorfismo alpino, con paragenesi proprie della facies scisti verdi. Unici relitti del granito originario sono, a parte i componenti accessori, i porfiroclasti più o meno deformati di feldispato potassico e talora la biotite.

I due litotipi sono riconoscibili, anche alla scala macroscopica, in base a diversi caratteri fisiografici.

Gli gneiss occhiadini contengono alcuni filoni concordanti di gneiss aplitici e pegmatitici e livelli assai sottili di quarziti micacee e di scisti argentei talora a cloritoide.

I paraderivati metamorfici sono poco importanti nella regione Rivoli-Avigliana ed appaiono spesso in cattive condizioni di esposizione. Sono rappresentati da micascisti granatiferi con lenti di marmi, affioranti tra Molino e Tortorello, e da un complesso di scisti bruno-violacei del Carbonifero, a Sud di Mollar dei Franchi.

([3]) Cogliamo l'occasione per segnalare che, in seguito ad un errore di trasposizione nel disegno preparato per la stampa, non compaiono, nella carta geologica, l'affioramento di Colombè isolato tra i depositi quaternari, e le metabasiti di Punta del Colletto.

3.2. Il basamento cristallino prewestfaliano.

3.2.1. GNEISS OCCHIADINI GRANITOIDI.

Nella regione Rivoli-Avigliana non abbiamo rinvenuto facies granitiche integre come quelle che si osservano, ad esempio, nella media Val Varaita ([4]); frequenti sono invece gli gneiss granitoidi con nuclei granitici a tessitura più o meno gneissica, distinti dai primi innanzitutto per una generale impronta di laminazione e cataclasi e, in secondo luogo, per parziali trasformazioni metamorfiche alpine.

Il loro riconoscimento sul terreno è facile, anche quando sono molto laminati, per la presenza di grandi lamelle di biotite nerastra (rosso-bruna al microscopio).

I fenoclasti di feldispato potassico, individui subidiomorfi talora centimetrici, hanno i caratteri del microclino e sono in genere pertitici; sono frequenti patine di alterazione caolinica. Nelle rocce più deformate il feldispato è fratturato e talora smembrato in frammenti irregolari. La matrice è formata da un aggregato albitico-sericitico-epidotico (l'originario plagioclasio), e da quarzo granoblastico. La biotite mostra, ancor più del feldispato, le tracce dell' intensa deformazione tettonica subita: appare infatti abitualmente ondulata o contorta, a volte disarticolata. Quando è fresca, ha tinta rosso-bruna intensa; sono tuttavia frequenti fenomeni di decolorazione accompagnati da parziale trasformazione in pennina, epidoto e titanite oppure in mica bianca ed epidoto.

I componenti accessori più comuni sono: apatite, ortite, zircone, rutilo e granato.

Gli gneiss granitoidi sono osservabili al Truc Vernetta, a NNW di Giaveno, e, in facies particolarmente laminate, lungo la sponda destra del

([4]) L'associazione mineralogica fondamentale dei graniti della Val Varaita (tavoletta Melle) è formata da quarzo, feldispato potassico, plagioclasio zonato, profondamente alterato, e biotite. La struttura varia da equigranulare a porfirica. Sono frequenti inclusi nerastri, a grana fine e di aspetto cornubianitico, ricchi di biotite e granato.

Sangone. Essi sono del tutto analoghi alle intercalazioni granitoidi ad impronta gneissica, comprese nel complesso degli gneiss occhiadini del M. Freidour; non vediamo quindi la ragione perchè nei primi VIALON debba riconoscere originari porfiroidi granofirici, nei secondi veri graniti.

3.2.2. GNEISS OCCHIADINI A TESSITURA SCISTOSO-LAMINATA.

Rispetto ai litotipi precedentemente descritti, gli gneiss occhiadini scistoso-laminati manifestano, all'esame microscopico, un quadro di generale deformazione ed una più diffusa rigenerazione metamorfica alpina. Sono le facies più abbondanti nella regione, caratterizzate sovente da grandi occhi di feldispato potassico, lunghi fino a 7-8 cm, regolarmente orientati nei piani di scistosità e spesso stirati. La roccia contiene caratteristici noduli di tormalina, spesso in regolari individui centimetrici.

Tipici gneiss occhiadini, talvolta con biotite primaria parzialmente conservata, affiorano sulla riva destra del Sangone verso il contatto con le pietre verdi e, a Sud di Giaveno, nel piccolo affioramento isolato tra i depositi quaternari. Lungo la sponda destra del Sangone, gli gneiss occhiadini si presentano sovente in condizioni di straordinaria laminazione, a luoghi alterati e sfatti per uno spessore anche notevole.

Caratteristiche analoghe manifestano gli gneiss che affiorano lungo la carrozzabile per Mollar dei Franchi; nelle esposizioni più fresche si ritrova la biotite primaria di colore nerastro.

Già all'esame macroscopico sono evidenti le tracce della rigenerazione metamorfica alpina, il cui progredire è segnalato da una progressiva variazione di tinta verso toni sempre più chiari, corrispondente alla trasformazione della biotite. Al microscopio si osserva il graduale sviluppo della matrice microscristallina di albite, sericite e zoisite (la prima fase di trasformazione del plagioclasio originario) in un aggregato granoblastico, a volte grossolano, di albite porfiroblastica, fengite, ecc. Contemporaneamente inizia o si completa la trasformazione della biotite in mica bianca ed epidoto, accompagnata talora da una neoblastesi di biotite bruno-oliva o verdastra, in piccole lamelle.

Unici relitti dell'associazione mineralogica del granito originario sono, oltre alla biotite, in genere sporadica, i grandi individui di feldispato potassico, ai quali è dovuta la struttura occhiadina della roccia. Raro, nel feldispato, è l'abito subidiomorfo; più sovente esso ha forma lenticolare, tozza o allungata, oppure si presenta in un aggregato di frammenti disarticolati meccanicamente, cementati da una matrice microblastica quarzoso-albitica. In qualche caso presenta infine parziali trasformazioni in albite. Piccoli individui di microclino compaiono anche nella massa di fondo.

In corrispondenza degli orizzonti di più intensa laminazione, gli gneiss occhiadini si impoveriscono gradualmente di occhi feldispatici, arricchendosi in mica bianca. Si giunge, come termini estremi della trasformazione, a scisti argentei ricchissimi in mica bianca, talora con cloritoide; secondo P. VIALON (1966) sarebbero intercalazioni sedimentarie in una serie vulcano-detritica, ma, come vedremo nell'apposito paragrafo (3.2.4.) essi hanno una genesi ben diversa.

3.2.3. GNEISS MICROOCCHIADINI E GNEISS MINUTI.

Col progredire del processo tettonico-metamorfico alpino, la disgregazione meccanica e la sostituzione metamorfica del feldispato potassico divengono un fenomeno costante. Si formano in questo modo facies scistose o tabulari, ricche in quarzo, albite e mica bianca, a volte con microclino e tormalina. La grana varia da minuta a fine. Gli occhi possiedono in genere dimensioni millimetriche e forma tondeggiante; sono costituiti sia da albite che da feldispato potassico.

In condizioni di laminazione molto accentuata, gli gneiss perdono in parte o completamente la struttura microcchiadina, divengono omogenei ed assumono una suddivisibilità lastroide. E' il caso degli gneiss tabulari affioranti in riva destra del Sangone, ad Est di Pianca, dove si trova una piccola cava oggi abbandonata. Abbiamo indicato nella carta geologica come paragneiss questi litotipi, ma essi possono parimenti costituire il prodotto finale dell'evoluzione tettonico-metamorfica degli originari graniti ercinici.

E' questo il ciclo di trasformazione degli antichi graniti del Dora-Maira, controllato dal metamorfismo regionale alpino in facies scisti verdi e condizionato da processi di laminazione e di cataclasi ad intensità progressiva, fattori che consentono, nei casi estremi, la completa riorganizzazione mineralogico-strutturale della roccia. Il processo ha importanza relativa nella regione Rivoli-Avigliana, specie se confrontato con i fenomeni osservabili nel Monte Rosa (G. V. DAL PIAZ, 1966) e nel Gran Paradiso (Gb. DAL PIAZ, 1928, E. CALLEGARI, R. COMPAGNONI & G. V. DAL PIAZ, 1969). Queste trasformazioni sono tuttavia frequenti alla estremità settentrionale e nella parte mediana del massiccio del Dora-Maira, spesso in relazione con un intenso ripiegamento a fitte pieghe isoclinali molto serrate.

3.2.4. I FILONI LEUCOCRATICI E LE INTERCALAZIONI DI SCISTI ARGENTEI.

I filoni sono generalmente di tipo concordante e possiedono potenza modesta, da alcuni centimetri a qualche decimetro. Si tratta di gneiss aplitici e pegmatitici, spesso con abbondante tormalina.

Nella carta geologica della regione Rivoli-Avigliana abbiamo rappresentato solo le intercalazioni maggiori, rinvenute tra gli gneiss occhiadini della riva destra del Sangone. I filoni sono frequenti tuttavia nell' intero *Ensemble de Dronero* di VIALON, con le stesse caratteristiche manifestate dai filoni leucocratici associati agli gneiss occhiadini (granitici secondo VIALON) del M. Freidour.

Alcuni filoni di gneiss aplitici si rinvengono infine nel complesso di micascisti e gneiss con lenti di marmi, affioranti tra Valgioie e Tortorello.

Particolare cura abbiamo dedicato all'esame delle sottili intercalazioni « stratoidi » di *scisti argentei* e di *quarziti micacee*, comprese negli gneiss occhiadini della regione Rivoli-Avigliana. La loro orgine si ricollega alla trasformazione metamorfica ed alla intensa deformazione meccanica di filoni pegmatitici o degli stessi ghiandoni. Lo attestano i passaggi, alla scala macro e microscopica, tra i metaderivati e le rocce originarie.

Questi livelli non offrono d'altra parte alcun motivo strutturale che possa attestare, come propone P. VIALON, la loro primitiva natura detritica.

Sulle pendici meridionali del Truc Vernetta, presso Giaveno, gli gneiss occhiadini tormaliniferi, in genere fortemente laminati, contengono sottili fascie di micascisti e di quarziti micacee, con abbondante mica bianca e tormalina. Al microscopio si osserva una paragenesi a quarzo, fengite, tormalina e scarsa clorite, con tracce di intensa macinazione tettonica. In altre località del massiccio compare il cloritoide.

La paragenesi, il tipo di giacitura e di deformazione, la gradualità dei passaggi alle rocce incassanti suggeriscono, come abbiamo visto, la derivazione degli scisti argentei da originarie pegmatiti o da graniti; dalle prime traggono origine le quarziti micacee, dai secondi gli scisti a cloritoide. Ne è conferma il confronto con le analoghe trasformazioni da tempo note nel M. Rosa (P. BEARTH, 1952; B. REINHARDT, 1966; G. V. DAL PIAZ, osservazioni inedite), ed in altri settori delle Alpi.

Nel settore esaminato sono infine frequenti filoni idrotermali di quarzo, potenti da pochi cm a 2 m.

3.2.5. PARADERIVATI.

Nella regione Rivoli-Avigliana rappresentano solo una piccola frazione del complesso cristallino del Dora-Maira. Affiorano principalmente nella zona di Valgioie, lungo il Rio Orbana, nei dintorni di Tortorello e, in un piccolo lembo, presso Molino. Sono rappresentati da micascisti argentei, più o meno granatiferi, in genere con minuta pieghettatura. Si tratta perloppiù di affioramenti isolati tra i depositi quaternari, in condizioni di esposizione poco favorevoli. Anche i loro rapporti con gli gneiss occhiadini sono sovente mascherati.

E' da notare che queste rocce manifestano una certa analogia con i micascisti granatiferi più o meno carbonatici affioranti lungo la carrozzabile Giaveno-Colle Braida, riferiti al complesso mesozoico per la loro associazione con prasiniti e gabbri prasinitici. Preferiamo attribuire ai parascisti di Tortorello un'età verosimilmente prewestfaliana (pregranitica), in base al loro legame con gneiss minuti ed occhiadini e per la presenza di filoni leucocratici a microclino. L' intensa e generale tettonizzazione del settore invita comunque ad accogliere tali riferimenti cronologici con una certa prudenza.

I micascisti comprendono alcune intercalazioni lenticolari o stratoidi di marmi più o meno dolomitici, con patina giallastra, grana medio-grossa, facile degradabilità. In passato sono stati utilizzati come scadente pietra da calce, con coltivazioni all'aperto ed in sotterraneo. Si tratta di marmi puri e di marmi a silicati, con abbondante mica bianca ed albite porfiroblastica. Affiorano presso Tortorello, sulla riva sinistra del Rio Orbana e nei pressi di Molino; in quest'ultima località i marmi, celati sotto la copertura agraria, erano sfruttati con pozzi e gallerie.

3.3. Il Complesso carbonifero.

Nel settore sudoccidentale della regione Rivoli-Avigliana, presso Mollar dei Franchi, affiora una parte della sinclinale carbonifera che si estende tra Cumiana e l'alta Val Sangone. Essa è costituita da rocce con caratteristica tinta bruno-violacea, scistosità laminare, facilissima sfaldatura. Lungo la carrozzabile di Mollar dei Franchi affiorano scisti ad abbondante pigmento carbonioso-grafitico, costituiti da quarzo, albite, mica bianca ed epidoto. Il feldispato ha talora modesto sviluppo porfiroblastico e fissa inclusioni a struttura elicitica. Vi si associano scisti pelitici con molta mica bianca, e, in minor quantità, albite, granato, epidoto e dispersioni carbonioso-grafitiche. Fre-

quentemente compaiono due superfici S, la più vecchia fittamente pieghettata.

Questi litotipi, per analogia con le formazioni similari del Pinerolese e della Valle d'Aosta, si debbono ritenere sicuramente carboniferi; ad essi si accompagnano parascisti di tipo comune, di età imprecisabile, non distinti nella carta geologica allegata.

4. - LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI

La Stura e la Dora Riparia delimitano, ai margini della pianura torinese, il Massiccio di Lanzo, imponente complesso di rocce ultrabasiche, costituito da un nucleo di peridotiti fresche con guaina di serpentine antigoritiche. Una situazione analoga si ripete al M. Moncuni, presso Trana.

Nella legenda della carta geologica allegata, le masse ultrabasiche sono comprese nella Formazione mesozoica dei Calcescisti con Pietre Verdi; tale appartenenza è tuttavia relativa e di tipo singolare perchè, come già abbiamo anticipato (G. V. DAL PIAZ, 1969) e come vedremo meglio in seguito, si deve separare la cristallizzazione e quindi l'età delle peridotiti (e di una parte almeno dei gabbri) dalla loro presa di posizione tettonica « a freddo » all' interno dei calcescisti. Ultrabasiti e gabbri *p.p.* costituivano il fondo simatico cristallino della eugeosinclinale piemontese, il substrato sul quale si depositavano i sedimenti orogeni. La Formazione dei Calcescisti con Pietre Verdi comprende quindi, attualmente, non solo i paraderivati mesozoici e le intercalazioni coeve di metadiabasi, ma anche una parte del più antico substrato simatico.

Ad occidente del Massiccio di Lanzo affiorano grandi masse di ofioliti in facies metamorfica. Si riconoscono prasiniti di tipo diverso, anfiboliti glaucofaniche, eclogiti, metagabbri e serpentine antigoritiche, a volte con titanclinohumite. Le pietre verdi sono associate a paraderivati mesozoici (calcescisti, micascisti, quarziti, marmi, ecc.), scarsi nelle Valli di Lanzo e nella bassa Valle di Susa, da molto abbondanti a del tutto prevalenti nel settore esterno (occidentale) della Zona Pennidica. Questo assetto, già riconosciuto e sottolineato da alcuni autori tra i quali M. VUAGNAT (1968), ricorda la suddivisione della formazione mesozoica in due diversi elementi strutturali, distinti in Valle d'Aosta e nel Vallese.

Anche il metamorfismo alpino manifesta una sensibile variazione paragenetica tra la parte interna e quella esterna delle Alpi Cozie e Graie. Si vedano in proposito le considerazioni di P. BEARTH (1962, 1967).

La Formazione dei Calcescisti con Pietre Verdi assume massima estensione in corrispondenza dell' insellamento delle Valli di Lanzo. A settentrione si riduce considerevolmente, compressa, in posizione « radicale », tra il Gran Paradiso e la Zona Sesia-Lanzo (Sinclinale di Locana), per dar luogo nuovamente ad estesi affioramenti nella depressione della Valle d'Aosta. Tra la Valle di Susa e Piossasco, lungo il margine interno del Dora-Maira, le pietre verdi riprendono una giacitura da molto inclinata a subverticale; a meridione di Piossasco spariscono al di sotto delle alluvioni.

Sull'estremità settentrionale del carapace del Dora-Maira è conservato il *Klippe* Orsiera-Rocciavrè che, con il Monviso, rappresenta il relitto di una grande coltre ofiolitica sovrascorsa, assieme (o successivamente) a lembi di calcescisti filladici, sul massiccio cristallino sottostante; la falda proviene verosimilmente dal substrato della eugeosinclinale piemontese, in particolare da quel tratto, ora nascosto al di sotto dei depositi quaternari, che collega le pietre verdi di Lanzo-Avigliana-Piossasco con quelle, molto simili, del Gruppo di Voltri.

4.1. Il Massiccio ultrabasico di Lanzo.

E' costituito da una duplice ellisse di peridotiti, con asse maggiore secondo Nord-Sud, circondata da un involucro pressocchè continuo di serpentine antigoritiche. A questo complesso si possono ricondurre anche gli affioramenti di ultrabasiti situati a settentrione della Stura di Lanzo (Balangero, ecc.). La carta geologica della regione Rivoli-Avigliana comprende soltanto l'estremità meridionale del massiccio ultrabasico, con il M. Rosselli, la valle del torrente Casternone (Val della Torre), ed il M. Musinè, allo sbocco della Valle di Susa.

4.1.1. ULTRABASITI DEL SETTORE MERIDIONALE.

A SANERO (1932) e RIGAULT (1958) si debbono le prime ricerche sistematiche sulle ultrabasiti della regione. E. SANERO, in particolare, ha definito i caratteri chimico-petrografici delle lherzoliti, delle serpentine e dei filoni di gabbro saussuritico del M. Musinè. G. RIGAULT ha concentrato le ricerche nella zona di Germagnano, alla estremità

opposta del massiccio. Da questi studi risulta una composizione piuttosto monotona dei tipi peridotitici, con olivina più o meno serpentinizzata, pirosseno rombico e monoclino.

Con i più recenti lavori di A. NICOLAS (1966, 1967, 1968, 1969 a, 1969 b) le ricerche sono estese sistematicamente a tutto il massiccio e conseguono nuovi sostanziali risultati. Innanzitutto viene definito con maggiore precisione il litotipo fondamentale, una lherzolite feldispatica al 60% in olivina, 15-20% in enstatite, 6-10% in endiopside, 6-8% in labradorite e 2% in spinello cromifero. E' merito del valente collega l'aver riconosciuto la struttura « stratificata » del complesso ultrabasico, con *layering* di estensione regionale. La zonatura è messa in evidenza dalla variazione della distribuzione di olivina e pirosseno con formazione, quali termini estremi, di duniti e pirosseniti.

Il nucleo lherzolitico del massiccio è circondato, come già detto, da lherzoliti serpentinizzate e quindi da una guaina di tipiche serpentine antigoritiche. La zonatura delle lherzoliti scompare completamente con lo sviluppo della serpentinizzazione seppure con qualche eccezione (si vedano, ad esempio, alcuni settori di Balangero).

Sulla genesi e sul significato di questi processi di differenziazione, i quali si sviluppano verosimilmente in ambiente sottocrostate, esiste una vasta letteratura; per l'approfondita disamina dei problemi e per i riferimenti bibliografici rimandiamo ai lavori di H. H. HESS (1960), L. R. WAGER & G. M. BROWN (1967), P. J. WYLLIE & *Alii* (1967) e, per le ultrabasiti delle Alpi a quelli di M. VUAGNAT (1968), di A. NICOLAS (op. cit.) e di A. BEZZI & G. PICCARDO (1970).

Di particolare interesse è l'assetto strutturale del Massiccio di Lanzo, analizzato in dettaglio da NICOLAS. Le superfici di « stratificazione » delle ultrabasiti manifestano, a settentrione di Valle della Torre, una leggera pendenza verso Ovest; l' inclinazione aumenta gradualmente fino a raggiungere condizioni di subverticalità al margine occidentale del massiccio, in prossimità della Zona a scaglie di Viù. Quest'ultima costituirebbe, secondo NICOLAS, la radice del complesso ultrabasico, una grande piastra coricata verso oriente al di sopra degli scisti cristallini della Zona Sesia-Lanzo. Nei lavori più recenti NICOLAS, abbandonata l' ipotesi estrusivo-sottomarina proposta nel 1966, afferma che le peridotiti del Massiccio di Lanzo e dei satelliti hanno origine sottocrostale e presa di posizione tettonica. Il quadro paragenetico e strutturale riscontrato induce il collega a supporre che le ultrabasiti rappresentino « ... *un coin monté, en plusieurs étapes, à travers le manteau et la croûte terrestre avec, à chaque nouveau déplacement, une modification des paragenèses allant dans le sens d'équilibre minéralogiques progressivement superficiels*. Queste rocce deriverebbero da « ... *une aire restreinte du manteau, comm l' indique leur parenté chimique et leur alignement sur le terrain, ils portent tous les stigmates d'épreuves subies dans des domaines profonds* » (A. NICOLAS, 1969 b). Le paragenesi delle ultrabasiti del Massiccio di Lanzo indicano un ambiente genetico corrispondente a 7-9 Kb, responsabile delle modificazioni subite dall'originaria compagine mineralogica.

Conveniamo appieno con le nuove vedute di NICOLAS; esse concordano con le idee sull'origine e sulla presa di posizione delle ofioliti ultrabasiche nelle Alpi occidentali sostenute da M. VUAGNAT (1968) e G. V. DAL PIAZ (1969).

La carta geologica della regione Rivoli-Avigliana comprende soltanto il settore meridionale del Massiccio di Lanzo, inciso dal T. Casternone (Valle della Torre). Secondo NICOLAS (op. cit.), la valle, corrispondente ad una importante linea di dislocazione, suddivide il massiccio in due parti di composizione analoga (lherzoliti feldispatiche), ma con diverso assetto strutturale. Nel tratto meridionale, la zonatura ritmica ha una giacitura molto raddrizzata, con fenomeni di ripiegamento ad asse vicino alla verticale; secondo NICOLAS, lo stile tettonico è analogo a quello della Zona a scaglie di Viù.

Le nostre ricerche, circoscritte alla zona del M. Rosselli e del M. Musinè, indicano in *lherzoliti povere di feldispato* il litotipo prevalente. I componenti essenziali sono: olivina (90% circa in forsterite), clinopirosseno, ortopirosseno (enstatite) e scarso plagioclasio, in genere cloritizzato ecc., disposto perloppiù al bordo dello spinello (cf. Tav. XII, fig. 8). Accessori: spinelli (magnetite, cromite e spinello verde, un tipo prossimo alla picotite), sovente in scie e festoni che sottolineano la zonatura delle ultrabasiti (si veda il versante Sud del M. Baron).

Al microscopio le rocce mostrano tipica struttura a mosaico, con individui di ortopirosseno in genere più grandi degli altri componenti. L'ortopirosseno presenta talora fitti smistamenti di clinopirosseno, verosimilmente di tipo diopsidico (Colle Bassetta).

Il grado di tettonizzazione e di conseguente trasformazione della paragenesi primitiva è variabile: anche su brevi distanze, si passa da litotipi perfettamente freschi a serpentine prive di ogni traccia dell'originaria compagine cristallina. Le facies feldispatiche sembrano avere in questa zona

una diffusione forse minore di quella postulata dal collega.

Le lherzoliti contengono vene, filoni e bande di rocce gabbroidi a grana pegmatitica, argomento delle pagine seguenti.

4.1.2. Mineralizzazioni a magnesite ed opale.

Le ultrabasiti al margine della pianura, tra Givoletto e Casellette, sono sovente molto alterate, facilmente degradabili, permeate da venuzze biancastre intrecciate di magnesite ed opale. In passato la mineralizzazione è stata oggetto di saltuaria coltivazione: tutte le cave sono oggi abbandonate.

G. Piolti (1905), A. Roccati (1907), M. Ness (1928), L. Peretti (1940), M. Fenoglio & E. Sanero (1941), T. Micheletti (1964), A. Debenedetti (1966) e G. Lensch (1968) si sono interessati, sotto aspetti diversi, di questi giacimenti o di quelli analoghi della zona d'Ivrea. Limitiamoci a riportare alcune considerazioni di questi autori sulla genesi della magnetite e dell'opale. M. Fenoglio & E. Sanero propendono per una fase idrotermale tardiva del magmatismo ultrabasico, M. Ness per l'azione di acque superficiali ricche in CO_2. A. Debenedetti preferisce riferire la genesi della magnesite all'azione di acque calde risalenti lungo le grandi fratture quaternarie, conseguenza dell'assestamento isostatico successivo al ritiro del ghiacciaio würmiano. G. Lensch, partendo dalla constatazione che le mineralizzazioni a magnesite di Baldissero Canavese sono ubicate in zone che non furono mai toccate dalle glaciazioni quaternarie, afferma che questi giacimenti rappresentano antichi paleosuoli terziari, risultato della profonda trasformazione chimico-fisica in ambiente caldo-umido delle ultrabasiti.

4.1.3. Serpentine del settore meridionale.

Le serpentine che avvolgono il nucleo peridotitico del Massiccio di Lanzo affiorano, nell'area esaminata, al M. Castello, nei dintorni di Almese e, localmente, sopra Givoletto e Casellette, associate a lherzoliti laminate e parzialmente serpentinizzate. Pur rimanendo sempre nel campo dei tipi antigoritici, si riconoscono numerose varietà di serpentine, da massicce a finemente scistose, talora fogliettate, quest'ultime concentrate specialmente lungo linee tettoniche.

L'origine delle serpentine per trasformazione di preesistenti peridotiti appare chiara in questa regione e facilmente attestabile se si tiene conto dei relitti mineralogici primari e, specialmente, dei passaggi graduali tra i due litotipi, osservabili a scala micro e macroscopica. Possiamo chiederci a questo punto come e quando abbia avuto luogo il processo di serpentinizzazione. Non c'è dubbio che la prevalente paragenesi antigoritica nella zona sia prodotta dal metamorfismo alpino; con ciò non si vuole tuttavia escludere, in accordo con Nicolas, che la blastesi antigoritica possa essersi sovrapposta a più antiche fasi di serpentinizzazione (sia già antigoritiche che a lizardite-crisotilo) legate agli stadi finali, più superficiali, della presa di posizione tettonica delle ultrabasiti, oppure alla fase di lacerazione della crosta sialica e di denudazione del substrato simatico. La natura polifasica del processo di serpentinizzazione è stata più volte ribadita da G. V. Dal Piaz (1967, 1969).

Un cenno del tutto particolare merita la massa satellite di Balangero, anche se non rientra nella carta geologica: la ricordiamo per la presenza di orli di reazione rodingitica tra serpentine antigoritiche e scisti cristallini incassanti e per la diffusa mineralizzazione ad amianto. I due fenomeni sembrano geneticamente inserirsi, anche se con ruolo diverso ed in tempi forse differenti, nel processo polifasico di serpentinizzazione delle ultrabatisi (G. V. Dal Piaz, 1969).

4.2. Ultrabasiti del M. Moncuni.

Il piccolo complesso ultrabasico del M. Moncuni emerge, dai terreni quaternari che lo circondano, tra i laghi di Avigliana e Trana, in probabile prosecuzione strutturale della grande fascia ultrabasica Pian della Mussa - M. Civrari - S. Ambrogio. A. Nicolas (1968) lo ha indicato con il termine di Massiccio di Trana ([5]), collegandolo alla Zona a scaglie di Viù.

Il M. Moncuni è un dosso lenticolare, allungato secondo NW-SE, modellato a dorso di cetaceo dall'azione glaciale. Nella sua parte assiale affiorano splendide lherzoliti finemente stratificate, con giacitura da molto inclinata verso NE a verticale, del tutto analoghe a quelle del settore centrosettentrionale del Massiccio di Lanzo ([6]).

Alla sommità della dorsale si osservano lherzoliti feldispatiche, con ritmica zonatura sottolineata anche da sottili letti e lenticelle plagioclasiche. La struttura è massiccia ed equigranulare.

([5]) Preferiamo mantenere il termine di M. Moncuni, usato da Franchi ripetutamente a partire dal 1893 ed indicato nella cartografia ufficiale.

([6]) Il F. Susa della C.G.I. non rappresenta le lherzoliti del Moncuni; si tratta probabilmente di un errore del disegnatore poichè queste rocce sono chiaramente indicate nella Carta Geologica delle Alpi occidentali 1:400.000.

L'olivina (90% circa in forsterite) mostra parziali trasformazioni in crisotilo lungo fratture; orto e clinopirosseno hanno i caratteri, già descritti, di enstatite ed endiopside, il plagioclasio è di tipo labradoritico. Abbondanti, come componenti accessori, cromite e magnetite.

Sui fianchi della dorsale, le lherzoliti sono sostituite da serpentine. Queste ultime passano a loro volta da tipi massicci a facies laminatissime, man mano che ci si avvicina al contatto tettonico con le prasiniti del versante orientale. Nelle serpentine si rinvengono talora individui centimetrici di diopside biancastro.

4.3. Serpentine di M. Pietraborga, Avigliana e S. Ambrogio.

Le serpentine del versante occidentale del M. Moncuni proseguono, a Sud di Trana, nella dorsale del M. Pietraborga. Sono frequenti le zone molto laminate o fittamente pieghettate, osservabili spesso in corrispondenza delle intercalazioni rodingitiche. Ai piedi del M. Pietraborga, presso il paese di Trana, esistono alcune cave per la produzione di pietrisco. Ad occidente le serpentine sono in contatto con una larga fascia di prasiniti le quali mostrano talvolta relitti di strutture gabbroidi. Più oltre, sempre sulla riva destra del Sangone, affiora una seconda fascia di serpentine in facies assai laminata, a contatto con gli gneiss occhiadini del Dora-Maira.

Verso settentrione, le serpentine del M. Moncuni trovano invece prosecuzione nella serie di piccoli dossi montonati, ubicati presso il Lago Grande di Avigliana, e, ancora più a Nord, nella grande massa ultrabasica S. Ambrogio - Sacra di S. Michele allo sbocco della Valle di Susa. Si tratta di serpentine antigoritiche con noduli rossastri di titanclinohumite. Numerose intercalazioni lenticolari e filoniane di rodingiti trovano la migliore esposizione (ed una apparente maggior frequenza!) nelle grandi cave di pietrisco alle falde della Sacra di S. Michele.

La carta geologica della Regione Rivoli-Avigliana comprende altri affioramenti di rocce serpentinose, in genere con modeste dimensioni, distribuiti sul versante sinistro della bassa Valle di Susa, tra Caprie e Villardora, in parte associati al complesso dei metagabbri ad intercalazioni eclogitiche.

Serpentine antigoritiche e titanclinohumite si rinvengono, ad occidente della regione Rivoli-Avigliana, nel *Klippe* Orsiera-Rocciavrè, al di sotto di una grande piastra di gabbri pegmatoidi in diverso grado di trasformazione metamorfica.

4.4. Intercalazioni di diversa natura nelle ultrabasiti.

Nelle ultrabasiti della regione Rivoli-Avigliana, come in quelle dell' intera Zona Piemontese tra Dora-Maira e Gran Paradiso, si osservano numerose intercalazioni di diversa natura le quali, a seconda delle paragenesi e del tipo di roccia incassante, possono essere suddivise in due grandi categorie:

1) *Gabbri*, in genere pegmatitici, ad augite e plagioclasio calcico (abitualmente saussuritizzato), concordanti o discordanti nelle lherzoliti fresche (Massiccio di Lanzo, M. Moncuni).

2) *Gabbri rodingitici e rodingiti* a grana minuta in numerose, a volte abbondantissime, intercalazioni lenticolari o filoniane nelle serpentine antigoritiche (involucro del Massiccio di Lanzo e del M. Moncuni, grande fascia S. Ambrogio-M. Civrari-Pian della Mussa, masse minori associate a calcescisti e pietre verdi in Valle di Susa e nelle Valli di Lanzo).

Quando le lherzoliti presentano una incipiente serpentinizzazione, come si osserva ad esempio in alcuni settori del Massiccio di Lanzo, la trasformazione rodingitica è parziale, limitata alle salbande o a fratture trasversali del filone (Gc. Bortolami & G. V. Dal Piaz, 1968).

Al di fuori del Massiccio di Lanzo, la trasformazione rodingitica è generalmente completa, almeno per quanto concerne la matrice di fondo. Saltuariamente si conservano grandi relitti di clinopirosseno (diallagio *Auctorum*) che consentono di stabilire a grandi linee la natura della roccia di partenza.

Fu Franchi a segnalare la presenza nelle ultrabasiti di questa regione di intercalazioni lenticolari o filoniane di rocce a silicati di Ca e di gabbri eufotidi. Si vedano, per l' inquadramento generale del problema delle rodingiti e per una completa bibliografia relativa alle Alpi occidentali, le monografie di G. V. Dal Piaz (1967, 1969). Nella famiglia di rocce di tipo rodingitico rientrano anche i prodotti di locale reazione metasomatica che si sviluppano, in ambiente metamorfico di temperatura moderata, lungo i contatti meccanici tra ultrabasiti e rocce incassanti durante una fase del processo di serpentinizzazione. Ricordiamo, a titolo di esempio, le rodingiti di contatto tra scisti cristallini e serpentine a Balangero, quelle, in corso di studio, tra le serpentine a titanclinohumite del Rocciavrè ed i sovrastanti metagabbri pegmatitici, e quelle, infine, tra

serpentine e calcescisti del Pian della Mussa (G. V. DAL PIAZ, 1969).

Riteniamo ormai dimostrato lo stretto legame esistente tra la genesi delle rocce a silicati di Ca e la serpentinizzazione; è infatti una regola costante l'associazione dei gabbri con le peridotiti, quella delle rodingiti con le serpentine.

4.4.1. GABBRI PEGMATITICI NELLE LHERZOLITI.

Nelle ultrabasiti non serpentinizzate del Massiccio di Lanzo e del M. Moncuni sono frequenti, come abbiamo visto, intercalazioni di rocce gabbroidi, spesso a struttura pegmatitica. Si tratta perloppiù di tipici filoni discordanti, con spessore variabile da alcuni centimetri ad oltre un metro. Non mancano, nel contempo, intercalazioni rigidamente concordanti: esse possono riferirsi a processi di differenziazione magmatica con smistamento di frazioni troctolitiche o pirossenitiche o a fenomeni di fusione parziale e differenziale delle lherzoliti del mantello (cf. A. NICOLAS, 1969 b). Sembra invece meno probabile una presa di posizione per iniezione filoniana *lit par lit*. Ogni singola intercalazione manifesta frequenti variazioni di potenza, con ingrossamenti e rastremazioni, fenomeni che preludono e talora evolvono in tipico *boudinage*.

I filoni gabbroidi sono più resistenti delle ultrabasiti alla degradazione, specie quando le seconde sono fortemente alterate e disgregate; traggono origine, in queste condizioni, quei caratteristici filoni a forma di muro che si ergono in forte rilievo rispetto alle rocce incassanti a Givoletto, ecc. (Gc. BORTOLAMI & G.V. DAL PIAZ, 1968).

Nella regione Rivoli-Avigliana i migliori affioramenti di filoni gabbrici si osservano nelle lherzoliti del M. Musinè ed in quelle del M. Moncuni. La loro rappresentazione nella carta geologica, e questo vale anche per le rodingiti, è solo indicativa sia per la distribuzione, perchè sono stati riprodotti soltanto alcuni dei filoni maggiori o più rappresentativi, sia per le dimensioni che sono state assai ingrandite.

a) *Givoletto-Casellette.*

I filoni hanno vistosa struttura pegmatitica per la presenza di giganteschi individui di clinopirosseno primario, talvolta di oltre 10 cm di lunghezza. La matrice plagioclasica è completamente trasformata in un aggregato biancastro, minuto e tenace, di saussurite. E. SANERO (1932) ne fornisce una accurata descrizione chimico-mineralogica, alla quale si aggiungono le osservazioni complementari di Gc. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ (1968). Rileviamo infine che la matrice, in parte di composizione zoisitica, in parte irrisolvibile al microscopio, non è stata ancora esaminata ai raggi X; una ricerca del genere sarebbe tuttavia interessante per verificare l'eventuale presenza di paragenesi a cianite o lawsonite analoghe a quelle descritte in altre località da S. FRANCHI (1897 a) e P. BEARTH (1967).

b) *Colle Bassetta* ([7]).

Lungo il sentiero che dal tratturo Montecapretto-Morsino (dintorni di Almese) risale al Colle Bassetta, si rinvengono alcuni filoni di gabbri eufotidi che spiccano, per il colore grigio-verdognolo chiaro, sulle lherzoliti incassanti, rosso-brune sulle superfici d'alterazione. I filoni possiedono andamento regolare, stratoide, e dimensioni spesso ragguardevoli: la potenza supera talvolta i 2 m, la lunghezza raggiunge parecchie decine di metri. Si presentano freschissimi ed esenti da trasformazioni, se si prescinde dalla consueta saussuritizzazione del plagioclasio calcico, oppure manifestano parziali sostituzioni di tipo rodingitico circoscritte alla periferia dei filoni, se le rocce incassanti, molto tettonizzate, risultano colpite da incipiente serpentinizzazione. E' probabile che lungo il versante sudoccidentale della dorsale M. Musinè-M. Curt esista un numero di filoni ben maggiore di quanto indichi la nostra carta; la fittissima bassa vegetazione esistente al tempo del rilevamento ci ha impedito di eseguire una ricerca sistematica in tutta la zona.

Nelle lherzoliti con fine zonatura affioranti al Colle Bassetta e nel versante sudoccidentale della cresta esistono alcuni filoni di gabbri olivinici a grana media o con vistosa struttura pegmatitica. Sono ricchi di individui nerastri di clinopirosseno, in genere assai deformati, e contengono plaghette brunastre di olivina più o meno trasformata in serpentino, talco ed iddingsite. La matrice di fondo, finissima, è composta in parte da zoisite e clorite, in parte da « saussurite » irrisolvibile. I filoni del Colle Bassetta sono molto simili a quelli di Casellette e Givoletto. Entrambi i gruppi sono compresi nella medesima massa ultrabasica; i primi, ubicati in posizione meno periferica dei secondi, si distinguono da questi ultimi per il carattere troctolitico. Analoghi filoni di gabbri pegmatitici chiari, con spessore a volte superiore al metro, ondulati o ripiegati, si osservano nelle ultrabasiti del Truc Bandolera, alla base della cresta Ovest del M. Musinè.

([7]) Il Colle Bassetta è ubicato poco più di 1 km a Nord del M. Musinè.

c) *M. Moncuni.*

Anche nelle lherzoliti plagioclasiche del M. Moncuni sono frequenti vene e filoncelli di gabbri pegmatitici; si diversficano da quelli descritti nei paragrafi precedenti per una potenza in genere centimetrica e per un andamento perloppiù irregolare. Anche qui la loro tinta grigio-biancastra o verdolina contrasta con il rosso bruno intenso delle superfici d'alterazione delle lherzoliti incassanti. I filoncelli del M. Moncuni ricordano il campo di venette gabbroidi nelle ultrabasiti di S. Abaco, presso Casellette.

Poco ad Ovest della vetta del M. Moncuni abbiamo rinvenuto un filoncello gabbroide a struttura pegmatitica, particolarmente fresco: al microscopio, oltre ad abbondante clinopirosseno (individui contorti e cataclastici di 1-2 cm e scarsa olivina in plaghe lobate, si osserva una matrice di plagioclasio esente, nonostante le intense deformazioni, da tracce di alterazione saussuritica, fatto del tutto eccezionale nella regione. La sua composizione al T.U. ([8]) risulta del 70-75% An.

4.4.2. Gabbri rodingitici e rodingiti nelle serpentine.

Abbiamo già visto che i filoni gabbroidi denotano talvolta parziali e periferiche trasformazioni rodingitiche se le peridotiti incassanti manifestano incipiente serpentinizzazione. E' il caso della zona di transizione tra il nucleo di ultrabasiti fresche del Massiccio di Lanzo e la sua guaina di serpentine antigoritiche, oppure di quelle parti interne colpite da intensa deformazione meccanica con corrispondente serpentinizzazione. Oltre agli esempi già descritti di Givoletto e Casellette (Gc. Bortolami & G. V. Dal Piaz, 1968; G. V. Dal Piaz, 1969), analoghi fenomeni si osservano nei pressi del Colle Bassetta, specie a settentrione della sella, lungo il crinale dove i gabbri pegmatitici illustrati nel paragrafo precedente si accompagnano ad analoghi gabbri grossolani con parziali sostituzioni rodingitiche. Il fenomeno appare chiaro già alla scala macroscopica per la brusca variazione di tinta della matrice di fondo, biancastra nei tipi saussuritici, rosacea in quelli rodingitici (grossularia). Il processo, specie nei filoni più potenti, è limitato alla periferia e colpisce due fascie simmetriche spesse da 5 a 10 cm, mentre l' interno rimane immune. Nelle intercalazioni più sottili, la trasformazione rodingitica si estende sovente a tutta la vena.

La regione del M. Musinè è una delle zone più favorevoli delle Alpi occidentali per osservare il passaggio diretto tra gabbri e gabbri rodingitici.

Al microscopio si osservano, alle salbande, una matrice di prevalente grossularia, con raro clinocloro e porfiroclasti di clinopirosseno, contorti, disarticolati ed in parte trosformati. Nel settore centrale del filone, gli stessi porfiroclasti pirossenici sono immersi in un aggregato saussuritico che talvolta presenta sintomi di rigenerazione con blastesi di mosche di grossularia, clorite, mica bianca e zoisite.

Laddove le lherzoliti sono completamente serpentinizzate, la matrice saussuritica è totalmente sostituita da paragenesi a grossularia, vesuviana e clinocloro; i relitti del clinopirosseno originario sono assai più rari e manifestano trasformazioni, da parziali a quasi complete, in grossularia, clinocloro e diopside. Al margine dei filoni e delle lenti si rinviene comunemente una regolare guaina centimetrica di colore da grigio a nerastro, costituita da esclusiva clorite (clinocloro), o da clorite con ± granato, diopside e minerali di Fe-Ti. Essa si origina non solo a spese della ultrabasite, come in genere si osserva (G. V. Dal Piaz, 1969), ma, a volte, anche del filone; nel secondo caso si forma spesso una finissima zonatura con regolare alternanza di letti verdognoli e beige-biancastri, fittamente pieghettati, con clorite e diopside prevalenti.

Non apparirà superfluo ribadire che l'associazione granoblastica di neoformazione rodingitica ha caratteri di accrescimento indiscutibilmente postcristallini rispetto alla intensa deformazione tettonica che ha colpito i porfiroclasti di clinopirosseno, a conferma della natura di relitti di questi ultimi.

Tra i migliori affioramenti di gabbri rodingitici della regione Rivoli-Avigliana possiamo annoverare, oltre a filoni del Massiccio di Lanzo, quelli presenti nelle numerose cave di S. Ambrogio. Una buona parte di queste intercalazioni è costituita da litotipi a grana minuta, privi di relitti strutturali, per i quali non si può riconoscere con sicurezza la roccia di partenza; siamo convinti tuttavia che, nella maggioranza dei casi, si tratti ancora di originari gabbri.

Intercalazioni lenticolari e filoniane di rocce a silicati di Ca sono diffuse un po' dovunque nella Regione Rivoli-Avigliana, ad Ovest di Trana, al M. Moncuni e a Comba Robert. Completiamo, con brevi annotazioni, le descrizioni e le notizie bibliografiche riportate in precedenti lavori (G. V. Dal Piaz, 1967, 1969; Gc. Bortolami & G. V. Dal Piaz, 1968).

([8]) Siamo grati al collega R. Sacchi per la determinazione.

a) *Trana.*

Nello sperone che separa le due cave di pietrisco ai piedi del M. Pietraborga, presso Trana, affiorano serpentine antigoritiche, pieghettate e talora molto laminate. Esse contengono, specie in corrispondenza delle zone di maggiore deformazione, alcune lenticelle allungate di gabbri rodingitici a matrice rosata e rodingiti verdastre a grana fine, probabilmente a vesuviana. Ad oriente, le serpentine si trovano in contatto tettonico con una potente fascia di gabbri metamorfici, ad abbondanti relitti di clinopirosseno nero-verde primario, deformati e parzialmente trasformati. Nella matrice prevalgono zoisite e clinozoisite, con poca albite e clorite.

Presso il contatto gabbri-serpentine, i gabbri assumono localmente un *cachet* rodingitico: struttura massiccia, elevata resistenza alla frattura, tinta più chiara e rilevante arricchimento in clinozoisite-epidoto. La roccia è inoltre solcata da un reticolato di venette beige-biancastre con grandi idioblasti di clinozoisite in matrice xenoblastica di albite e clorite.

b) *Belvedere.*

E' un piccolo dosso che si erge sulla riva destra del Sangone lungo la carrozzabile Trana-Pianca, 1.5 km da Trana. Ai piedi del versante meridionale del Belvedere, il taglio stradale ha messo in luce nelle serpentine un lungo filone di rodingiti massicce, ripetutamente ripiegato e suddiviso in *boudins* (Fig. 1). La rodingite ha grana finissima e colore giallo-verdognolo; le serpentine incassanti sono molto laminate o brecciate. All'esame microscopico la roccia presenta una matrice equigranoblastica minuta di grossularia e clinocloro in quantità all' incirca equivalenti, e rari porfiroblasti di vesuviana di 1-3 mm. In quantità accessoria si riconoscono piccoli individui di diopside. Lungo litoclasi ricristallizzano megacristalli di vesuviana e clinocloro.

Fig. 1. — Intercalazioni rodingitiche nelle serpentine del Belvedere, ad Ovest di Trana.

Nella fascia di serpentine del Monte della Croce, a meridione del Belvedere, S. FRANCHI & V. NOVARESE (1895) hanno rinvenuto numerose intercalazioni di « granatiti ».

c) *M. Moncuni.*

Abbiamo già descritto i filoni di gabbri pegmatitici compresi nella lherzolite feldispatica del settore assiale del M. Moncuni. Nella parte sud-orientale, dove le ultrabasiti sono tettonizzate e parzialmente serpentinizzate, alcune vene gabbroidi presentano limitate trasformazioni rodingitiche. Una completa sostituzione, con abbondante granato, appare nelle rodingiti comprese entro le serpentine scistoso-laminate del versante sudoccidentale del M. Moncuni. Una parte di esse, almeno, deriva da originari gabbri pegmatitici. Alcune intercalazioni, ricche di minerali metallici, sembrano corrispondere, come a S. Ambrogio, ad antichi gabbri basici o a pirosseniti.

Nella piccola cava G. Monfrino, ad Est del Lago Piccolo di Avigliana, appaiono in bella esposizione una trentina di piccole intercalazioni rodingitiche (Tav. I, fig. 5). Condizioni di giacitura, struttura e paragenesi variano spesso da una lente all'altra. Da intercalazioni, in genere di modesto spessore, che conservano, nonostante rigonfiamenti e strozzature, l'andamento filoniano originario, si passa a tipi lenticolari, a volte allineati in catene. Si riconoscono granatiti massicce, rosa o beige, gabbri rodingitici a struttura pegmatoide, con matrice di granato, clinocloro $\pm$ diopside, apatite, magnetite, saussurite e relitti di clinopirosseno.

Talune lenti rodingitiche hanno tinta verdastra per la abbondanza di clinocloro e diopside. Le salbande cloritiche sono ricche di diopside e minerali opachi.

d) *Comba Robert.*

Sul versante sudorientale del M. Ciabergia, a Nord di Valgioie, sono presenti nelle serpentine

alcune lenti di rodingiti, da tempo conosciute per i rinomati cristalli di litoclase (clorite e granato rosso scuro). Vi si associano vesuviana, diopside, epidoto e calcite. Alcuni di questi minerali sono stati studiati da G. BOERIS (1897, 1899) e da A. BIANCHI & T. CARPANESE (1928). Assieme alle intercalazioni di rocce a prevalente granato, ve ne sono altre di colore giallo-verdastro, con struttura vagamente gabbroide, analoghe ai filoni rodingitici a vesuviana di Perreres (Valtournanche) e Verra (Val d'Ayas). La vesuviana, in aggregati granoblastici eterogenei, è molto abbondante, associata a granato minuto, subordinato clinocloro e scarso diopside. Nell'orlo cloritico si rinviene talora diffuso clinopirosseno, titanite e piccoli granati.

e) *S. Ambrogio.*

Le grandi cave di serpentine di S. Ambrogio, in parte abbandonate, mostrano in ottima esposizione alcune intercalazioni rodingitiche che hanno fornito in passato il materiale per gli studi mineralogici di G. BOERIS (1900) e E. REPOSSI (1925), ricordati con notizie integrative da G. V. DAL PIAZ (1967).

Nelle cave occidentali si osservano alcuni filoni e numerose lenti allineate a catena di gabbri rodingitici, spesso con struttura pegmatitica. Alcuni litotipi sembrerebbero derivare da gabbri basici o da pirosseniti. La zona è caratteristica per i relitti di grandi clinopirosseni originari, fratturati o disarticolati, in parte sostituiti da grossularia, clinocloro, diopside e granato.

La matrice è costituita da granato, clorite, diopside e minerali opachi.

Nelle discariche della cava orientale, ubicata presso frazione Bertassi, si rinvengono gabbri rodingitici a grossularia, clinocloro e vesuviana, con relitti di diallagio. Il clinopirosseno mostra parziali sostituzioni ad opera di granato, clorite e diopside. La tessitura è sovente zonata, con letti a granato-clinocloro in aggregati minuti e letti a prevalente vesuviana in granoblasti tondeggianti di discrete dimensioni, talora associati a minutissimi aggregati di granato fusiforme. Ulteriori lenti rodingitiche sono formate da vesuviana e clorite. Nella guaina cloritica, abbondante clinocloro è accompagnato da diopside e da granato ad abito scheletrico.

f) *Condove.*

Sul versante sinistro della Valle di Susa, tra Bonaudi e Condove, sono presenti nelle serpentine antigoritiche alcune lenti di gabbri rodingitici a granato rosato o rossastro con scarso clinopirosseno e diopside. I relitti di diallagio (*Auct.*) sono parzialmente trasformati in granato. Ricordiamo per questi affioramenti, ubicati già al di fuori della nostra carta, i lavori di A. COSSA (1884) e di F. ZAMBONINI (1906 b, 1908).

4.5. Metabasiti.

Ad occidente del Massiccio di Lanzo e della fascia ultrabasica M. Moncuni-M. Pietraborga, affiorano importanti masse di ofioliti in facies metamorfica: si riconoscono, come litotipi più comuni, prasiniti, metagabbri, eclogiti-glaucofaniti, anfiboliti glaucofaniche e serpentine. Vi si associano paraderivati mesozoici in quantità limitata.

Nella regione Rivoli-Avigliana sono molto diffusi i gabbri metamorfici, a nostro avviso i litotipi più interessanti della zona. Gabbri prasinitici a tessitura scistoso-laminata, spesso in condizioni molto avanzate di trasformazione prasinitica, affiorano sul versante occidentale del M. Pietraborga e, con una certa continuità, tra Bussone e Chiusa San Michele. Sul lato sinistro della bassa Valle di Susa esistono grandi masse di gabbri metamorfici, distinti dai precedenti per la struttura gabbroide in genere assai meglio conservata e per la presenza di paragenesi d'alta pressione. Si tratta dei gabbri ad onfacite con intercalazioni eclogitiche di Mocchie, Caprie e Villardora, segnalati da S. FRANCHI (1900), descritti in dettaglio da G. PIOLTI (1902), F. ZAMBONINI (1906 a), M. FORNASERI & G. BENSA (1939) e P. BEARTH (1967). In questo settore si rinvengono inoltre tipiche prasiniti e pietre verdi a glaucofane ed epidoto.

4.5.1. GABBRI PRASINITICI.

Si riconoscono tipi a struttura gabbroide ben conservata, inconfondibile anche quando la pseudomorfosi di attinoto sul clinopirosseno originario è completa (*metagabbri prasinitici*). Più comuni sono i litotipi a tessitura fibroso-lenticolare (*Flasergabbro*), costituiti da sottili letti fusiformi verdastri di attinoto (± clorite), che alternano regolarmente a letti biancastri o beige di zoisite (± albite e clorite). I primi corrispondono ai prodotti della laminazione e della trasformazione metamorfica dei grandi individui di clinopirosseno magmatico, i secondi dell'aggregato saussuritico, a sua volta derivato dall'originario plagioclasio calcico.

La tessitura fittamente zonata dei *Flasergabbro*, pur essendo generalmente di natura tettonico-metamorfica, sembra talora ricalcare una zonatura primaria. Allo stesso motivo si riconducono in molti casi le variazioni di grana, spesso sensibili.

La discendenza da originari gabbri eufotidi di questi litotipi è provata, a conferma dei motivi strutturali sopra citati, dalla presenza di frequenti relitti di clinopirosseno ([9]). Metagabbri e *Flasergabbro* sono assai più diffusi nelle Alpi occidentali di quanto idichino i fogli della Carta Geologica d'Italia. In tutta la Zona Piemontese sono comuni i passaggi graduali tra metagabbri e *Flasergabbro*, con la trasformazione della struttura da gabbroide a fibroso-lenticolare; altrettanto frequenti, sempre osservabili sul terreno, sono i passaggi progressivi tra metagabbri con relitti pirossenici e gabbri prasinitici. Sono noti infine nelle Alpi, anche se con frequenza assai minore di quella dei casi precedenti, i rapporti di transizione tra gabbri saussuritici e metagabbri.

Le stesse considerazioni valgono per il problema della trasformazione dei gabbri in gabbri « eclogitici » ed in gabbri rodingitici, anche se nel secondo caso intervengono condizioni petrogenetiche del tutto particolari.

La paragenesi ad attinoto e zoisite (± albite e clorite) contraddistingue gran parte dei metagabbri dell'arco alpino, consentendo in genere la loro identificazione anche a scala microscopica. Dalle tipiche prasiniti ([10]) i metagabbri si distinguono in genere per:

1) assenza o scarsità di albite a sviluppo porfiroblastico;

2) presenza nella matrice di abbondante zoisite (mentre nelle prasiniti si osserva epidoto, spesso in miscele ad elevato tenore in Fe);

3) abbondanza di attinoto in monocristalli o in aggregati di sostituzione pseudomorfa sul clinopirosseno; scarsità o assenza di clorite.

Vediamo infine gli stadi più avanzati della loro trasformazione. Quando i gabbri subiscono una comminuta macinazione meccanica, accompagnata da una diffusa neoblastesi di albite porfiroblastica, si passa, tramite *Flasergabbro* laminati e gabbri prasinitici di tinta molto chiara, poveri di anfibolo, a prasiniti di tipo normale. Il riconoscimento di queste ultime come derivati metamorfici di originari gabbri diviene in questo caso impossibile, a meno che non sussistano ancora relitti mineralogico-strutturali conservati in qualche livello meno deformato della sequenza, oppure non compaia in abbondanza la mica cromifera, rinvenuta spesso in prasiniti di accertata origine gabbrica. Gabbri prasinitici e prasiniti di derivazione gabbrica si osservano sulla riva destra del Sangone, 1 km circa ad Ovest di Trana, e nei dintorni del Colle Braida. Affioramenti molto belli di questi litotipi si rinvengono inoltre in Valsesia, in Valle di Gressoney, in Valle d'Ayas, in Valtournanche, nella regione compresa tra Cogne e Champorcher, a SE di Aosta, alla base del lembo del M. Emilius, ecc.

4.5.2. Gabbri ad onfacite e metagabbri con intercalazioni eclogitiche.

Sul versante sinistro della bassa Valle di Susa, assieme ad estese masse di gabbri prasinitici, affiorano metagabbri con paragenesi di alta pressione, comprendenti intercalazioni stratoidi o lenticolari di glaucofaniti ed eclogiti (Caprie e Villardora, all'estremità nordoccidentale della nostra carta).

Queste rocce sono state segnalate, come abbiamo visto, da S. Franchi (1900) e da G. Piolti (1902) presso Mocchie, una località immediatamente a NW di Caprie. La magistrale descrizione di F. Zambonini (1906) è stata completata dalle ricerche di M. Fornaseri & G. Bensa (1939) e P. Bearth (1967). I metagabbri ad onfacite della bassa Valle di Susa manifestano buona analogia con alcuni litotipi della Zona di Zermatt-Saas (P. Bearth, 1967) e con quelli affioranti nel vallone di Savoney, alla base del Lembo di ricoprimento Glacier-Rafray (G. V. Dal Piaz & R. Nervo, osservazioni inedite).

Si tratta, per la regione Rivoli-Avigliana, di metamorfiti con struttura gabbroide ben conservata (Caprie) e di *Flasergabbro*, entrambi caratterizzati dalla presenza di grossi individui « smaragditici » i quali, nella maggioranza dei casi, sono costituiti da pirosseno sodico. Nei tipi più basici, la matrice di fondo è talora formata da un aggregato di glaucofane, visibile anche macroscopicamente, e granato.

Nei metagabbri della regione Rivoli-Avigliana si osservano inoltre ripetute intercalazioni stratoidi di eclogiti e glaucofaniti, sovente suddivise in *boudins* (Tav. XI, figg. 1 e 2). Esse rappresentano molto probabilmente il prodotto di trasformazione in facies metamorfica di alta pressione di origi-

---

([9]) La natura di relitto primario è attestata innanzitutto dalla identità con il pirosseno dei gabbri eufotidi dell'intero bacino del Mediterraneo e, in secondo luogo, dalla marcata deformazione che essi conservano con carattere precristallino rispetto alla blastesi della matrice.

([10]) Ricordiamo che le prasiniti costituiscono uno dei più tipici esempi di convergenza metamorfica; come chiaramente aveva anticipato Franchi, esse possono rappresentare il prodotto della trasformazione metamorfica di ofioliti differenti (gabbri, leucogabri, diabasi, spiliti, brecce-diabasi, tufiti e, se esistono, tufi).

nari livelli di gabbri basici o di pirosseniti che, alternati a gabbri normali o leucogabbri, costituiscono, specie ove le bande sono più fitte e regolari, la zona di transizione tra gabbri ed ultrabasiti in un complesso di tipo stratificato.

E' questo un quadro che mostra straordinarie analogie con quello dei gabbri a bande di Zermatt (P. BEARTH, 1967), della Valtournanche, del Vallone di Savoney, ecc.

4.5.3. PRASINITI ED AB-ANFIBOLITI.

Le prasiniti si individuano per la tipica paragenesi ad albite, clorite, epidoto ed attinoto e, motivo non meno importante, per la struttura prasinitica (ocellare), connessa allo sviluppo porfiroblastico dell'albite. Le facies più ricche in clorite ed albite, povere in attinoto ed epidoto, sono indicate con il termine di *ovarditi* (V. NOVARESE, 1895 a). Se l'albite, anche abbondante, ha sviluppo chiaramente xenoblastico e se l'anfibolo (attinoto e orneblenda) predomina sulla clorite, si passa a tipi anfibolitici (*Ab-anfiboliti*) che comprendono una gamma eterogenea di paragenesi al limite da un lato verso le prasiniti, dall'altro verso le eclogiti glaucofaniche, ecc.

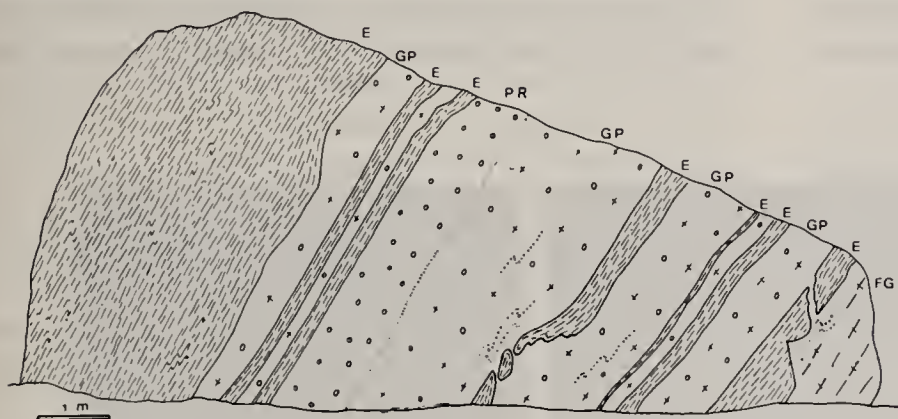



Fig. 2. — Gabbri prasinitici (GP), prasiniti (PR) e *Flasergabbro* (FG) in ripetute alternanze con letti di eclogiti e glaucofaniti (E) dalla regolare giacitura « stratoide » o con parziali deformazioni per *boudinage*; affioramento a SW di Villardora.

Uno dei migliori affioramenti della regione Rivoli-Avigliana si osserva a mezza strada tra Villardora e Tòrre del Colle: gabbri metamorfici, spesso in condizioni di avanzata prasinitizzazione, e glaucofaniti granatifere (± ad onfacite ed epidoto) massicce, a grana fine e di colore nero-violaceo, si succedono in ripetute e regolari alternanze, talvolta con incipienti processi di *boudinage* (Fig. 2 e Tav. XI). Le bande glaucofanitiche comprendono talora letti millimetrici di eclogiti.

Al microscopio il glaucofane appare abitualmente circondato da un sottile orlo di orneblenda verde-azzurra, situazione che ricorre comunemente nelle pietre verdi delle Alpi occidentali, dalla Valsesia alle Valli di Lanzo. Altrettanto frequenti sono i sottili orli di trasformazione uralitica dell'onfacite. I grandi porfiroblasti di pirosseno sodico, a volte centimetrici, sono pseudomorfi sull'originario clinopirosseno magmatico, talora conservato parzialmente (Fig. 3). Da quest'ultimo l'onfacite eredita sia sporadiche strutture a *Schiller*, sia frequenti dispersioni pseudoopache irrisolvibili al microscopio.

Il granato si concentra in letti e lenti granoblastiche, spesso in associazione con onfacite. Il rutilo è sempre molto abbondante, concentrato in plaghe ed in festoni.

Frequenti sono infine le glaucofaniti massicce a letti epidotici, talora con albite e clorite, facies di transizione alle prasiniti glaucofaniche listate di Torre del Colle (Tav. XI, figg. 3 e 4).

Fig. 3. — Gabbro eclogitico (onfacitico-glaucofanico-granatifero ad albite ed epidoto) con pseudomorfosi di onfacite (Of) su clinopirosseno augitico (A); Gr: granato; Gl: glaucofane; Ru: rutilo; metagabbri a bande eclogitico-glaucofanitiche a SW di Almese (larghezza del disegno: 5 mm).

a) *Prasiniti normali* - Sono relativamente rare nella regione Rivoli-Avigliana, mentre abbondano nei settori più occidentali dell' insellamento assiale Valle di Susa-Valli di Lanzo, perloppiù in

stretta associazione con i calcescisti. Tipi prasinitici si osservano nei dintorni di Avigliana e di Torre del Colle, associati a prasiniti epidotico-glaucofaniche; ad oriente del M. Moncuni; lungo la strada tra Montecomposto e Celle; a settentrione di Novaretto; al Colle Braida; ecc.

Nei dossi montonati tra Andruino e Sala, ad occidente di Villardora, le prasiniti manifestano localmente una regolare struttura brecciata che riteniamo di origine certamente primaria: numerosissimi elementi centimetrici, dal contorno rotondeggiante o poligonale, di prasiniti a grana minuta, a volte zonati, sono compresi in una matrice prasinitica a struttura grossolana (Fig. 4). La breccia contiene alcuni inclusi ovoidali di maggiori dimensioni (15-60 cm) di prasiniti a grana fine, con struttura interna brecciata, riferibili verosimilmente ad originari cuscini (cfr. Fig. 4). Si tratta quindi di un complesso di « brecce-diabasi » in facies metamorfica, non nuovo, anche se raro, nelle Alpi occidentali. Negli affioramenti vicini si osserva una rapida scomparsa della struttura brecciata, obliterata da una deformazione per fitte pieghe plastiche ad asse prossimo alla verticale.

Fig. 4. — Aspetti diversi delle brecce prasinitiche dei dintorni di Andruino (Vindrola), derivate da originarie brecce diabasiche a *pillows*.

Altre prasiniti sono invece di evidente derivazione gabbrica: ci riferiamo, come già detto, a quelle in stretta associazione con le grandi masse di metagabbri di Villardora, Caprie, Colle Braida e Trana.

b) *Anfiboliti e prasiniti epidotico-glaucofaniche* - Sono facies listate, in genere a grana fine, con letti glaucofanici di colore nero-violaceo, e letti giallastri di epidoto pistacitico. Affiorano tra Avigliana e Torre del Colle e la loro continuità è interrotta dal corso della Dora Riparia. La zonatura mette in particolare risalto una intensa deformazione di stile plastico. A Torre del Colle ed al Castello di Avigliana si osservano magnifici fenomeni di ripiegamento, con assi molto inclinati, talora subverticali (Tav. XI). Si vedano a questo proposito le notizie riportate da A. NICOLAS (op. cit.).

Esistono inoltre prasiniti a glaucofane, epidoto e clorite, con abbondante e prevalente albite e tipica struttura ocellare. Tra i componenti accessori sono comuni mica bianca e titanite, più rari apatite e minerali opachi. A luoghi queste rocce manifestano una fine zonatura: festoni e letti discontinui di epidositi giallastre si succedono ripetutamente ad orizzonti millimetrici ricchi in albite, glaucofane, fengite, biotite verde e pennina. Limitiamoci ad un breve cenno sul glaucofane, il componente più caratteristico di questi litotipi: appare in individui di discrete dimensioni dal pleocroismo marcato, con parziali trasformazioni in un minuto aggregato diablastico albitico-cloritico o in biotite verde.

Nei dintorni di Avigliana, specialmente al Castello, affiorano anfiboliti albitico-epidotico-glaucofaniche brecciate. Non riteniamo possibile in questo caso stabilire se la struttura sia primaria o, come pare più probabile, di origine tettonica.

c) *Anfiboliti albitico-cloritiche a stilpnomelano con relitti di granato* - Costituiscono un piccolo ed isolato affioramento situato a NE di Montecapretto, presso Almese, probabilmente una sca-

glia tettonica alla base delle ultrabasiti del Massiccio di Lanzo. Al microscopio salta subito all'occhio un granato di notevoli dimensioni, parzialmente o totalmente cloritizzato, riferibile ad una prima generazione metamorfica. Esso è associato ad abbondante anfibolo verde-azzurro e pennina, con albite xenomorfa nella massa di fondo. Mancano quindi, delle tipiche prasiniti, paragenesi e struttura. La roccia si distingue per la presenza di subordinate quantità di stilpnomelano in covoni dal tipico pleocroismo giallo oro-bruno scuro (Tav. XI, fig. 1). L'associazione stilpnomelano-anfibolo verde-azzurro è abbastanza rara nelle Alpi occidentali; ricorda soprattutto le paragenesi rinvenute nell'alta Valle d'Aosta (G. V. Dal Piaz & M. Govi, 1968). Riportiamo in Fig. 7 la distribuzione dello stilpnomelano alpino nelle Alpi nord-occidentali italiane, completando i dati riportati da G. V. Dal Piaz & M. Govi (1969) e da J. F. von Raumer (1969) con nuovi ritrovamenti.

4.5.4. Albititi.

Nella regione Rivoli-Avigliana si rinvengono frequenti filoncelli concordanti e discordanti, con andamento irregolare e spessore in genere modesto, di albititi a quarzo e carbonato. Sono molto abbondanti, in particolare, nelle pietre verdi di Avigliana e di Torre del Colle-Vindrola. La loro genesi rientra nelle fasi finali del ciclo tettonico-metamorfico alpino.

4.6. Calcescisti.

Nella Regione Rivoli-Avigliana i paraderivati mesozoici affiorano in quantità del tutto subordinata rispetto alle pietre verdi. Predominano calcescisti filladici, poveri o privi di carbonati, con quarzo, albite, mica bianca e clorite, i quali passano a micascisti granatiferi argentei, ricchi in quarzo, ed a scisti albitici. Il granato è probabilmente un termine manganesifero.

Ad occidente della zona compresa nella nostra carta geologica, lungo la dorsale che separa l'alta Val Chisone dalla Valle di Susa, affiorano litotipi mesozoici del tutto analoghi a quelli sopradescritti; ad essi si associano micascisti ricchi in cloritoide e quarziti micacee a granato manganesifero, in origine probabili fanghi a radiolari, ecc.

Nel settore interno della Zona Piemontese, del quale fa parte la regione Rivoli-Avigliana, i paraderivati siliceo-argillosi della Formazione dei Calcescisti con pietre verdi hanno caratteristiche litologiche proprie di una sedimentazione in ambiente profondo, in contrasto con le assise a dominante carbonatica affioranti nel settore esterno (alta Valle di Susa ecc.). Riteniamo pertanto che la pertinenza paleogeografica dei primi sia circoscritta al fondo della Fossa Piemontese, ove i materiali si accumulavano probabilmente su di un substrato simatico costituito da ultrabasiti ($\pm$gabbri) (G. V. Dal Piaz, 1969).

Nella zona in esame, i principali affioramenti di paraderivati mesozoici si trovano presso l'abitato di Bussone, a settentrione del M. Ciabergia e, sul versante sinistro della Valle di Susa, nei dintorni di Villardora e Novaretto. A Sud della Dora Riparia calcescisti e micascisti sono associati in prevalenza a gabbri metamorfici in facies prasinitica più o meno pronunciata. Localmente compaiono infine intercalazioni di litotipi più carbonatici (calcescisti normali e marmi).

5. - OSSERVAZIONI GENERALI E CONCLUSIONI

Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana è costituito da prevalenti ofioliti metamorfiche della Formazione dei Calcescisti con Pietre Verdi (indicata altrimenti come Zona delle Pietre Verdi o Zona Piemontese) e da scisti pretriassici del ricoprimento pennidico Dora-Maira. La limitata estensione della regione compresa nella nostra carta geologica è compensata dalla buona esposizione degli affioramenti e dalla sua felice collocazione nel contesto strutturale dell'arco alpino occidentale.

Queste favorevoli condizioni, oltre a consentirci di analizzare e descrivere i principali litotipi delle due grandi assise cristalline ed i loro rapporti, ci hanno dato lo spunto per affrontare problemi più generali, utilizzando anche numerose osservazioni raccolte in 10 anni di ricerche sul terreno nelle Alpi occidentali, specialmente in Valle d'Aosta, e di compendiarle in alcune ipotesi di lavoro sull'evoluzione paleogeografica e strutturale della fossa piemontese nel quadro della formazione tettonica della catena alpina.

5.1. Dora-Maira.

L'elemento strutturale Dora-Maira è formato, tra la Dora Riparia ed il Sangone, da un complesso cristallino prewestfaliano di gneiss occhiadini, gneiss minuti e subordinati parascisti. Gli

scisti carboniferi di Mollar dei Franchi ne rappresentano la copertura trasgressiva (è la discordanza ercinica di Gb. DAL PIAZ, 1939). Ricordiamo che questa interpretazione cronologica e stratigrafica è in antitesi con le idee di P. VIALON, secondo le quali il complesso cristallino settentrionale del Dora-Maira, e quindi della regione Rivoli-Avigliana, sarebbe costituito da una sequenza vulcano-detritica metamorfica di età permiana (*Ensemble de Dronero*), sovrapposta normalmente alla Serie grafitica del Pinerolese, di età carbonifera.

5.1.1. IL PROBLEMA DEGLI GNEISS OCCHIADINI.

La loro importanza è preminente nella regione, per la grande estensione degli affioramenti e per il dibattuto problema genetico. Si tratta di una sequenza di gneiss epimetamorfici alpini, a luoghi con porfiroclasti relitti di feldispato potassico, di dimensioni ed abbondanza assai variabili. In condizioni di laminazione intensa e di diffusa rigenerazione metamorfica, si passa gradualmente a facies minute per progressiva macinazione del feldispato potassico e per la sua trasformazione, da parziale a completa, in albite e mica bianca. Non sono rari d'altro canto nuclei di graniti porfirici o equigranulari, più o meno laminati, con relitti di mica e plagioclasio. Non manca, infine, un corteo di filoni leucocratici metamorfici (gneiss aplitici e pegmatitici a tormalina).

L' interpretazione dei Rilevatori del Servizio Geologico vedeva in queste rocce il prodotto della trasformazione metamorfica alpina di originari graniti ercinici. Questa ipotesi, dapprima condivisa da diversi autori (E. ARGAND, H. P. CORNELIUS, Gb. DAL PIAZ, ecc.), è stata successivamente abbandonata da R. MICHEL (1953, 1955) e P. VIALON (1966). MICHEL propone una genesi per granitizzazione metasomatica di un complesso di parascisti (cf. anche MICHARD, 1967). VIALON ritiene che gli gneiss occhiadini e minuti del Dora-Maira siano i derivati metamorfici per trasformazione isochimica di graniti prewestfaliani (gneiss occhiadini di M. Freidour, ecc.) e di una originaria serie vulcano-detritica acida di età permiana, l'*Ensemble de Dronero*, largamente rappresentato nella regione Rivoli-Avigliana. Quest'ultima ipotesi è stata recentemente estesa da J. BERTRAND (1968) al Massiccio del Gran Paradiso.

Non ci soffermiamo sull' interpretazione di MICHEL, confutata da A. BIANCHI & Gb. DAL PIAZ (1959) ed abbandonata dallo stesso allievo VIALON.

Esaminiamo invece l' ipotesi di quest'ultimo, che riguarda da vicino la regione Rivoli-Avigliana. Il Massiccio Dora Maira, nella visione di VIALON, sarebbe stato sede di imponenti eruzioni acide permiane con diffusi prodotti tufaceo-detritici (arcose, ecc.) e con facies subvulcaniche (granofiri, ecc.). Il complesso vulcano-detritico avrebbe massima diffusione tra la Val Chisone e la Valle di Susa, comprendendo anche gli gneiss occhiadini del settore Rivoli-Avigliana: a porfiroidi granofirici corrisponderebbero gli gneiss occhiadini del basso bacino del Sangone (sponda destra); a prevalenti porfiroidi arcosici gli gneiss occhiadini e gli gneiss minuti affioranti, più a settentrione, tra Giaveno e la Valle di Susa, unitamente a quelli situati alla base del lembo di pietre verdi Orsiera-Rocciavrè.

I motivi sui quali si fonda principalmente l'interpretazione di VIALON sono:

1) presenza di intercalazioni di livelli detritici (micascisti argentei, talora con rari microciottoli quarzosi) entro gli gneiss occhiadini;

2) fenomeni di corrosione magmatica su quarzo e feldispato potassico;

3) strutture residuali detritiche (nei porfiroidi arcosici) e micropegmatitiche (nei porfiroidi granofirici);

4) sovrapposizione stratigrafica normale del complesso vulcano-detritico (*Ensemble de Dronero*) sulla Formazione Grafitica del Pinerolese, di indiscussa età carbonifera; è essenzialmente per tali rapporti che VIALON attribuisce al Permiano l'*Ensemble de Dronero*.

Pur condividendo numerosi punti della pregevole monografia del collega francese, non possiamo accettare questa interpretazione sulla genesi e l'età degli gneiss occhiadini del Dora Maira settentrionale, in particolare di quelli affioranti tra Val Chisone e Val di Susa.

Noi non siamo dell'opinione di VIALON perchè nella regione Rivoli-Avigliana si riscontra:

1) assenza di intercalazioni psefitiche negli gneiss occhiadini; i sottili orizzonti di micascisti e di quarziti argentee, con abbondante mica bianca e tormalina non sono di origine sedimentaria, ma rappresentano il prodotto di trasformazione metamorfica e di intensa laminazione di originarie vene pegmatitiche e degli stessi tipi granitoidi ([11]).

([11]) Si tratta del medesimo fenomeno frequente in altri settori delle Alpi. Nella Falda M. Rosa, ad esempio, si osserva la graduale trasformazione, lungo orizzonti tettonici di pegmatiti, graniti e gneiss occhiadini in scisti argentei $\pm$ a cloritoide e cianite secondo lo schema: feldispato + biotite $\rightarrow$ mica bianca + cloritoide (P. BEARTH, 1952; B. REINHARDT, 1966; G. V. DAL PIAZ, osservazioni inedite). Analoghi fenomeni sono segnalati al Gran Paradiso (comunicazione orale di R. COMPAGNONI e R. PRATO) e nel basamento cristallino calabro (R. DUBOIS, 1966).

2) Assenza negli gneiss occhiadini, anche a scala microscopica, di strutture detritiche.

3) Assenza di strutture di corrosione magmatica su quarzo e feldispati. Le strutture residuali, di corrosione o detritiche, descritte da VIALON, si possono sempre ricondurre a strutture di deformazione per laminazione e cataclasi, legate al ciclo tettonico-metamorfico alpino.

4) Inesistenza di rapporti di normale sovrapposizione stratigrafica degli gneiss occhiadini riferiti da VIALON all'*Ensemble de Dronero* sul Complesso Grafitico del Pinerolese; quest'ultimo è trasgressivo non solo sugli gneiss ghiandoni del M. Freidour, ma anche su quelli geneticamente e cronologicamente equivalenti, affioranti nel bacino del Sangone e a settentrione di Giaveno (Truc Vernetta, ecc.). Gli uni e gli altri costituiscono quindi il medesimo substrato prewestfaliano sul quale si depositarono in trasgressione le assise carbonifere.

Ricordiamo un altro motivo, il più importante a nostro avviso, per risolvere il problema genetico degli gneiss occhiadini, e cioè la presenza di locali nuclei granitici, relitti dell'originario corpo eruttivo, preservati nelle «zone d'ombra» del processo tettonico-metamorfico alpino. Non solo si ritrovano i relitti primari del feldispato potassico, della biotite rossa e, più raramente, del plagioclasio, ma anche frequenti passaggi graduali, alla scala macro e microscopica, tra facies granitoidi e gneiss occhiadini e, per progressiva albitizzazione del feldispato potassico (con neoformazione di mica bianca), tra questi ultimi e gli gneiss albitici microcchiadini o minuti. Si aggiunga che questo quadro è del tutto analogo a quello prospettato ed ottimamente illustrato da VIALON per gli gneiss occhiadini del M. FREIDOUR, ritenuti, anche dal collega, di derivazione granitica.

Ricordiamo infine che la presenza in tutti gli gneiss occhiadini della regione, di numerosi filoni leucocratici (gneiss aplitici e pegmatitici a grandi individui di tormalina) non si inquadra in una serie vulcano-detritica ([12]).

Si può quindi concludere che gli gneiss occhiadini della regione Rivoli-Avigliana sono i derivati epimetamorfici di originarie rocce granitiche prewestfaliane e non di una sequenza vulcano-detritica permiana.

Analoghe considerazioni valgono per gli gneiss occhiadini con filoni leucocratici dell'alta Val Chisone (metaporfiroidi di VIALON) affioranti, in evidente contatto tettonico, al di sotto delle pietre verdi del lembo Orsiera-Rocciavrè.

Benchè manifestino sovente caratteristiche tessiturali e paragenetiche differenti, in rapporto a diverso grado di deformazione e di blastesi alpina, gli gneiss occhiadini del Dora-Maira si riferiscono al medesimo ceppo dei tipi granitoidi ercinici.

Anche nel Gran Paradiso l'ipotesi vulcano-detritica sulla genesi degli gneiss occhiadini (J. BERTRAND, 1968) non è accettabile per la presenza non solo di abbondanti nuclei relitti degli originari graniti, ma anche di diffuse brecce d'intrusione (E. CALLEGARI, R. COMPAGNONI & G. V. DAL PIAZ, 1969).

5.1.2. IL PROBLEMA DEGLI GNEISS MINUTI.

Più complesso e controverso è il problema genetico degli gneiss albitici (Gneiss Minuti) così diffusi nel Cristallino pretriassico della Zona Pennidica. Una parte di essi si riferisce certamente alla trasformazione di originari tipi granitici o leucogranitici; lo attestano i rapporti di transizione con nuclei granitici relitti o, più sovente, con gneiss occhiadini (oltre al Dora Maira, si vedano Gran Paradiso, M. Rosa, Serie di Arolla).

Una parte sembra invece appartenere ad una originaria serie sedimentaria; lo suggeriscono, ma non lo dimostrano, gli intimi legami e le mutue alternanze con tipici paraderivati (micascisti granatiferi, marmi) e con rocce basiche (Gran S. Bernardo-Vanoise, M. Rosa, Sesia-Lanzo, Rafray-Glacier, M. Emilius, ecc.). La loro età è verosimilmente prewestfaliana.

Non si può escludere tuttavia che una parte, degli gneiss albitici associati a micascisti, conglomerati metamorfici e quarziti, possa essere riferita al Permiano. Noi non crediamo comunque ad una generalizzata estensione del Permiano a vasti settori della Zona Pennidica.

Per quanto concerne la regione Rivoli-Avigliana, i graduali passaggi tra gneiss occhiadini e gneiss minuti attestano la derivazione di questi ultimi da originarie rocce granitiche.

Non si può concludere l'argomento senza un breve cenno ad A. AMSTUTZ, sostenitore di un vulcanesimo permo-carbonifero generalizzato agli gneiss minuti di vasti settori della Zona Pennidica ed ispiratore di VIALON e BERTRAND. Ricorderemo solamente che le sue ipotesi si basano spesso su osservazioni geologiche di campagna e su dati petrografici erronei: valga come esempio il quadro petrogenetico prospettato per il lembo del M. Emilius, un originario « vulcano riodaci-

---

([12]) La generale concordanza dei filoni con i piani S delle rocce incassanti è almeno in parte di origine secondaria, in accordo con lo stile a grandi pieghe isoclinali, molto serrate e laminate, diffuse nel Dora-Maira.

tico » (gli gneiss albitici) con « bombe basaltiche » (i *boudins* basici). Una verifica degli affioramenti del Vallone di Grauson, sui quali si fonda questa interpretazione, ci ha consentito di accertare che gneiss albitici e *boudins* basici sono gli indiscutibili prodotti della trasformazione epimetamorfica alpina, con intensa blastesi albitica sviluppata a spese di onfacite e glaucofane, di originari « micascisti eclogitici », litotipi largamente diffusi al M. Emilius, spesso in ottimo stato di conservazione (Becca di Nona, Laghi di Laures, ecc.).

5.1.3. PARADERIVATI PREWESTFALIANI.

La limitata presenza di parascisti prewestfaliani nella regione Rivoli-Avigliana non consente lo studio dettagliato di questi litotipi. La loro importanza nell' intero massiccio del Dora-Maira è tuttavia notevole. Ricordiamo in particolare, nell'ambito del complesso degli scisti pregranitici, la caratteristica formazione a *boudins* basici (prasiniti, anfiboliti glaucofaniche, eclogiti trasformate), lenti e livelli carbonatici (marmi ± dolomitici, marmi a silicati) la cui distribuzione appare chiara nei Fogli Susa, Pinerolo e Dronero della C.G.I.

Sono stati già illustrati l'età verosimilmente paleozoica (pregranitica), la prevalente impronta metamorfica alpina ed il ruolo di importante orizzonte guida che questa eterogenea formazione assume nell'analisi della stratigrafia e della tettonica interna del Dora Maira e la sua analogia con la formazione di Furgg del M. Rosa (V. NOVARESE, 1913; G. V. DAL PIAZ, 1966; A. MICHARD, 1967) [13].

Anche se alcune delle lenti di marmi indicate dalla C.G.I. all' interno del Cristallino Dora Maira si possono ascrivere al Trias (A. MICHARD, 1967), e se in altre circostanze si rimane perplessi sulla interpretazione cronologica di alcune intercalazioni carbonatiche senza paragenesi indicative (tali sono ad esempio quelle della regione di Valgioie), rimane tuttavia accertato che nella grande maggioranza hanno età premesozoica. Lo attestano caratteristiche paragenesi a silicati di Ca e Mg (assenti nelle assise triassiche) e gli intimi legami con gli scisti cristallini incassanti.

Conveniamo quindi con MICHARD (1967) nel ritenere ingiustificata la generale attribuzione al Mesozoico di tutti i marmi compresi nel Dora Maira prospettata da VIALON (1966) [14].

5.2. Ofioliti.

5.2.1. LITOTIPI DELLA REGIONE RIVOLI-AVIGLIANA.

Nella regione Rivoli-Avigliana sono particolarmente abbondanti le ofioliti sfuggite al metamorfismo alpino e le pietre verdi ricche di relitti mineralogici e strutturali: entrambe favoriscono la ricostruzione dell'originaria sequenza ofiolitica e sono il punto di partenza per l'analisi delle principali trasformazioni metamorfiche. Riassumeremo brevemente le caratteristiche delle ofioliti con associazione mineralogica primaria perfettamente integra, di quelle completamente rigenerate e dei litotipi in condizion intermedie, mettendo in luce i rapporti di derivazione delle prime dalle seconde e la evidente polarità dei processi di trasformazione.

a) *Rocce primarie integralmente conservate.*

In questo gruppo rientrano le lherzoliti del M. Moncuni (Trana) e del Massiccio ultrabasico di Lanzo, i filoni e le bande di gabbri ± olivinici ad esse associati.

---

[13] Nei ricoprimenti medio-pennidici la Formazione di Furgg si riconduce ad una caratteristica sequenza di originari livelli argilloso-arenacei e calcareo-dolomitici, associati ad antiche rocce eruttive basiche e, talora, a filoni leucocratici riferibili al ciclo magmatico ercinico. La formazione manifesta generale impronta epimentamorfica alpina ed intense deformazioni tettoniche. Il quadro delle deformazioni non è tuttavia esclusivo della Zona di Furgg, ma compare anche nelle assise cristalline adiacenti. Esso tuttavia è più evidente nella prima, grazie alla presenza di ripetute alternanze di litotipi con colore e competenza diversi.

Abbiamo accennato alla probabile età pregranitica della formazione; ribadendo alcune osservazioni avanzate in precedenza (G. V. DAL PIAZ, 1966), si ritiene che la Zona di Furgg sia la copertura paleozoica di un più antico complesso cristallino e che la sedimentazione sia anteriore alla presa di posizione del corteo filoniano aplitico-leucogranitico che conclude il magmatismo ercinico. Preferiamo una attribuzione cronologica prewestfaliana piuttosto che permo-carbonifera perchè: 1) nella formazione sono sicuramente compresi filoni leucocratici; 2) mancano tracce di una trasgressione alla sua base; 3) soggiace ad una serie permotriassica trasgressiva (metaconglomerati e quarziti del Gornergrat).

[14] Una concezione analoga a quella di VIALON è avanzata da A. BELLINI & P. MAIFREDI (1968) per la regione compresa tra il Colle delle Finestre e la Val Sangone. Gli autori genovesi ritengono equivalenti e coevi (Trias medio) i marmi della Formazione dello Jouglard, effettivamente mesozoici, ed i marmi a talco compresi nel cristallino antico del Dora-Maira.

Una corretta attribuzione al Pretriassico per i marmi dolomitici con mineralizzazioni a talco del Pinerolese è fornita da L. PERETTI (1967); di questo autore non condividiamo invece la interpretazione genetica del giacimento (riferito all'azione idrotermale perimagmatica di graniti e granodioriti erciniche), preferendo concezioni più vicine a quelle esposte da P. VIALON (1966).

b) *Rocce con relitti mineralogico-strutturali. Associazioni gabbro-ultrabasiti.*

Nella regione Rivoli-Avigliana sono frequenti i litotpi che conservano relitti mineralogici della paragenesi originaria e, più sovente, la struttura; quest'ultima rimane palese, grazie alla presenza di sostituzioni pseudomorfiche, anche quando la trasformazione metamorfica alpina è completa.

Tralasciamo l'analisi delle lherzoliti parzialmente serpentinizzate ed occupiamoci delle grandi masse di metagabbri pegmatitici con paragenesi di alta pressione (Caprie-Villardora), o con paragenesi prasinitiche (Trana, ecc.), caratterizzati da pseudomorfosi rispettivamente di onfacite o di attinoto sul pirosseno primario (diallagio *Auct.*).

Si tratta delle due facies che ricorrono nei complessi di metagabbri a grana grossa, diffusi con caratteristiche strutturali costanti, ma con diverso grado di trasformazione metamorfica, in tutto l'arco alpino. Ricordiamo in particolare gli affioramenti del Gruppo di Voltri, M. Viso, Orsiera-Rocciavrè, Valle di Susa, Valli di Lanzo, Val Soana, Valle d'Aosta e Vallese. Il problema dei gabbri e delle loro trasformazioni metamorfiche occupa un ruolo importante nella memoria di P. BEARTH (1967) sulle ofioliti della regione Zermatt-Saas Fee.

E' meritevole di massimo rilievo il fatto che nelle Alpi i complessi gabbroidi sono spesso in stretta associazione con imponenti, talora giganteschi massicci ultrabasici, dando l' impressione di costituire un tutt'uno. Tale assetto si verifica sia quando ultrabasiti e gabbri derivano dalla stratificazione di un magma basico primario, sia quando i gabbri sono associati a materiale lherzolitico del mantello dal quale derivano per processi di fusione parziale. Nel primo caso si osserva una stretta associazione di gabbri con subordinate peridotiti a struttura cumulitica (magmatica), nel secondo quella di gabbri con predominanti lherzoliti a struttura tettonica. Riteniamo che questo quadro, prospettato per la Liguria da A. BEZZI & G. PICCARDO (in stampa), sia valido anche per le Alpi occidentali, sia pure in condizioni di maggiore rielaborazione tettonico-metamorfica. L' impressione di uno stretto legame primario tra gabbri ed ultrabasiti non viene meno nonostante la presenza abituale di un contatto tettonico con serpentinizzazione delle ultrabasiti, spesso accompagnato da prodotti di reazione (scisti cloritico-attinolitici); riteniamo che esso sia prodotto essenzialmente da una diversa reattività alla deformazione dei materiali.

Anche se non sempre risulta agevole documentare l'esistenza di un originario complesso di questo tipo, giova ricordare che, osservando la distribuzione di calcescisti e pietre verdi nelle Alpi occidentali, si riscontra in genere una coincidenza delle aree d'affioramento delle maggiori masse di metagabbri e di ultrabasiti. Un'ulteriore conferma è fornita dal chimismo di queste rocce: i gabbri pegmatitici sono diversi da diabasi, doleriti e lave a cuscini: secondo P. BEARTH (1967) le rocce effusive basiche della Zona Piemontese non sarebbero i corrispondenti a grana fine delle grandi masse di gabbri pegmatitici.

Quali probabili frammenti tettonici di originari massicci gabbro-ultrabasici possiamo ricordare alcuni settori dei grandi affioramenti ofiolitici di: M. Viso, Orsiera-Rocciavrè, Valle di Susa-Valli di Lanzo, media Valle d'Aosta (M. Avic), Valtournanche, ecc.

Ricordiamo infine, su questo argomento, gli importanti lavori di T. P. THAYER (1960, 1969) e di G. VAN DER KAADEN (1964) e, per le Alpi occidentali e l'Appennino ligure, quello di A. BEZZI & G. PICCARDO (in stampa).

c) *Rocce completamente trasformate.*

Esistono infine pietre verdi prive di motivi paragenetici e strutturali atti alla sicura identificazione del litotipo di partenza. Si tratta di prasiniti normali, prasiniti ricche in epidoto ed anfiboliti glaucofaniche ± ad epidoto. Queste ultime possono derivare dalla evoluzione di tipi eclogitici o glaucofanitici, in masse maggiori autonome o in bande nei metagabbri.

Una parte delle prasiniti deriva sicuramente da originari gabbri: lo attestano i rapporti di graduale trasformazione per progressiva blastesi albitica, attraverso la successione metagabbro → *Flasergabbro* → prasinite ± a fuchsite → gneiss prasinitico, fenomeno osservabile nella regione Rivoli-Avigliana (ad esempio in riva destra del Sangone, presso Trana) e, diffusamente, in tutte le Alpi occidentali. Si vedano a questo proposito i noti lavori di FRANCHI (1895, 1896).

Una parte delle prasiniti affioranti nella regione esaminata deriva dalla trasformazione metamorfica di diabasi o di brecce diabasiche ([15]). Queste prasiniti sono talora in rapporti di intima associazione con i calcescisti.

([15]) Noi riteniamo che le strutture a cuscini siano abbastanza resistenti alla deformazione tettonica ed alla omogenizzazione metamorfica (si veda in particolare la blastesi albitica) per consentirne la conservazione anche in settori delle Alpi profondamente colpiti dal processo tettonico-metamorfico alpino. Lo attestano le prasiniti e le eclogiti a *pillows* segnalate nel Gruppo di Voltri, al M. Viso, in Valle di Susa, in Valle di Lanzo, in Valle d'Aosta (Tav. XI, fig. 6), nel Versoyen ed a Zermatt.

d) *Distribuzione.*

Riassumendo brevemente la distribuzione delle pietre verdi nella regione in esame, si constata la grande prevalenza di ultrabasiti e di metagabbri che, almeno in parte, sembrano riferirsi ad un originario substrato unitario. Passando alle prasiniti, quantitativamente poco significative nella regione, una parte, grazie alla presenza di relitti strutturali, risulta sicuramente di derivazione gabbrica, un'altra parte invece è di origine diabasica.

I paraderivati sono assai scarsi e, ad eccezione di alcuni livelli molto calcariferi, sono rappresentati da micascisti ± carbonatici e da calcescisti in facies filladica.

Se si osserva la distribuzione di calcescisti e pietre verdi nelle Alpi occidentali, risulta chiaramente che le principali masse di gabbri ed ultrabasiti, spesso intimamente associate, sono situate in prevalenza nella parte interna della Zona Piemontese, mentre i paraderivati mesozoici poveri di ofioliti predominano in quella esterna. Vedremo in seguito che gabbri e ultrabasiti possono costituire il substrato tettonico della fossa eugeosinclinale sul quale si depositarono i sedimenti in facies piemontese.

5.2.2. TRASFORMAZIONI METAMORFICHE DELLE OFIOLITI.

Riassumiamo le principali trasformazioni metamorfiche che hanno colpito le ofioliti della regione Rivoli-Avigliana; ne ricaveremo nel contempo un quadro sommario del metamorfismo alpino.

a) *Lherzoliti.*

Sono trasformate, ad eccezione del nucleo del Moncuni e del Massiccio di Lanzo, in serpentine antigoritiche, talora con caratteristici noduli rossastri di titanclinohumite. Non si può escludere che una parte della antigorite sia riferibile alla rigenerazione metamorfica del prodotto di più antiche fasi di serpentinizzazione, connesse alla messa in posto a freddo ed alla trasformazione polifasica delle ultrabasiti.

La serpentinizzazione è la causa prima, in adeguato ambiente metamorfico, delle trasformazioni rodingitiche. In questo processo si inserisce verosimilmente la genesi di almeno una parte delle *oficalci* alpine, laddove, per cause diverse, il notevole quantitativo di Ca liberato dal processo di serpentinizzazione rimane all' interno del sistema. Non ci soffermiamo ulteriormente su questi argomenti poichè sono stati trattati recentemente in un lavoro specifico (G. V. DAL PIAZ, 1969).

b) *Gabbri.*

Molteplici sono le modificazioni ed i gradi di trasformazione riconoscibili nei gabbri della regione Rivoli-Avigliana. La paragenesi di partenza si può osservare direttamente, allo stato completo, o più comunemente si può desumere dagli abbondanti relitti mineralogici e strutturali. Nel primo caso rientra il filone di gabbro olivinico a labradorite-bitownite rinvenuto nelle ultrabasiti del M. Musinè, presso il Colle Bassetta. Nel secondo rientrano i filoni con relitti di pirosseno primario e plagioclasio saussuritizzato associati alle ultrabasiti del M. Moncuni e del Massiccio di Lanzo, ed i metagabbri a relitti pirossenici (diallagio *Auct.*) presenti un po' dovunque nella regione Rivoli-Avigliana.

In questa zona si può distinguere innanzitutto una paragenesi di alta pressione, la cui presenza è segnalata macroscopicamente dal colore verde smeraldo del pirosseno di neoformazione (onfacite o cloromelanite) pseudomorfico su quello primario, e dalle bande e lenti eclogitico-glaucofanitiche associate ai metagabbri (Caprie, Villardora). L'onfacite è accompagnata nei metagabbri basici e, più spesso, nelle originarie bande pirossenitiche, da granato e glaucofane, ± clinozoisite e zoisite, ecc. Queste rocce fanno passaggio, durante la successiva fase metamorfica in facies scisti verdi, a gabbri prasinitici: il pirosseno sodico si trasforma per pseudomorfosi in monocristalli di attinoto, o in aggregati anfibolici con ± albite e mica bianca. La matrice è costituita da prevalente zoisite, con clinozoisite, albite e clorite. I gabbri prasinitici, distinti dalle prasiniti non tanto per le paragenesi, sostanzialmente analoghe ([16]), quanto per il carattere xenoblastico del plagioclasio sodico, si trasformano a volte in normali prasiniti; ciò si raggiunge mediante distruzione ed omogeneizzazione della struttura in rapporto ad una deformazione particolarmente intensa ed a diffusa blastesi di albite con sviluppo porfiroblastico.

Le originarie bande di pirosseniti e di melagabbri comprese nei gabbri, divenute eclogiti nella fase iniziale di alta pressione, si trasformano in Ab-anfiboliti o in prasiniti basiche, rocce a grana fine ricche in anfibolo ed epidoto con ± granato, ecc.

Nella Fig. 5 sono schematizzate le principali trasformazioni delle ofioliti piemontesi, con particolare riguardo a quelle della regione Rivoli-Avigliana.

I metagabbri ad onfacite (ed i metagabbri in

([16]) Ricordiamo tuttavia che nei tipici metagabbri è caratteristica la zoisite, mentre nelle prasiniti predomina in genere un epidoto clinozoisitico e/o pistacitco.

genere) sono assai più diffusi di quanto indichi la Carta Geologica d'Italia; gli affioramenti maggiori si trovano nelle regioni seguenti, spesso in associazione con eclogiti: Gruppo di Voltri, M. Viso, Valli di Susa e Lanzo, Orsiera-Rocciavrè, Valli di Fenis, Champorcher, Soana, St. Marcel, Savaranche, Sesia, Gressoney, Ayas e Valtournanche, oltre alla classica regione di Zermatt. La presenza di porfiroblasti di onfacite o cloromelanite, spesso conservati in condizioni metastabili nei metagabbri prasinitici, incrementa il numero delle testimonianze della fase di alta pressione nel metamorfismo regionale alpino, confermandone quindi il carattere regionale. Le Figg. 6 e 7 indicano rispettivamente la distribuzone di alcuni minerali alpini di alta pressione e dello stilpnomelano nelle Alpi nordoccidentali.

Ricordiamo, per concludere, che nell'arco alpino si osservano sia condizioni di apparente coesistenza paragenetica di onfacite e glaucofane, sia, più raramente, di chiara derivazione del secondo dalla prima.

Fig. 5. — Quadro delle principali trasformazioni metamorfiche osservate nelle pietre verdi della regione Rivoli-Avigliana: la rappresentazione, molto schematica e di valore indicativo, riunisce in due gruppi fondamentali un insieme maggiore di fasi metamorfiche. Lo schema è valido a grandi linee per tutte le pietre verdi della parte centrale ed interna della Zona Piemontese, non per quelle del settore esterno dove il metamorfismo alpino di alta pressione sembra avere caratterisiche diverse (cfr. P. Bearth, 1962, 1967).

5.2.3. L'IPOTESI METASOMATICA E L'ORIGINE DEI GABBRI.

Dall'esame dei gabbri metamorfici (gabbri rodingitici compresi) si traggono alcuni motivi di meditazione sulla genesi metasomatica delle ofioliti alpine da sedimenti mesozoici, ipotesi sostenuta recentemente da MICHEL, DRESCHER KADEN e, in Italia, da S. CONTI e dalla sua scuola.

Quando nei gabbri rodingitici o nei normali metagabbri si rinviene il diallagio (*Auct.*), ci si accorge che esso manifesta incontestabili caratteri di relitto mineralogico-strutturale; in particolare è chiara la natura precristallina delle deformazioni per torsione e disarticolazione cataclastica, rispetto alla blastesi del rimanente aggregato mineralogico, sia nelle faces rodingitiche che in quelle con trasformazione metamorfica isochimica. Ciò significa che la paragenesi prasinitica dei metagabbri (attinoto, zoisite, albite, clorite) è posteriore alla deformazione e quindi, ovviamente, al pirosseno stesso. Si aggiunga che la trasformazione di quest'ultimo in clorite e grossularia (rodingiti) o in attinoto (metagabbri prasinitici) appare sempre promossa e guidata dalla deformazione.

Il senso di questa trasformazione è incontrovertibilmente quello che conduce da un gabbro verso un metagabbro ed infine ad una normale prasinite, nel caso che la struttura originaria sia completamente obliterata e la blastesi albitica abbia carattere porfiroblastico. L'ipotesi di un « magmatismo litogeno » (in facies scisti verdi!) che dai sedimenti mesozoici conduce, tramite le prasiniti, alla genesi finale dei gabbri, rappresenta quindi una palese inversione di polarità rispetto alla effettiva successione cronologica degli eventi ed al *trend* naturale del metamorfismo regionale alpino.

Ci riferiamo all'ipotesi metasomatica prospettata da S. CONTI (1966) anche per la genesi del complesso ofiolitico Orsiera-Rocciavrè, affiorante lungo la dorsale tra la Val Chisone e la Valle di Susa a breve distanza dalla regione Rivoli-Avigliana. E' ovvio, per i motivi sopracitati, che non possiamo convenire con queste vedute. Ed a questi motivi si aggiunga la constatazione sul terreno che il quadro strutturale e stratigrafico illustrato da S. CONTI non ha alcuna aderenza con la realtà [17]. A questo proposito riteniamo sintomatico il fatto che i metagabbri della zona, quelli che secondo S. CONTI si troverebbero al nucleo del massiccio, ove più intensamente si sviluppavano i processi metasomatici, siano situati in effetti *alla sommità* della sequenza litologica; la disposizione « perfettamente concentrica » dei litotipi, necessaria in una concezione zoneografica, è in realtà un semplice effetto della intersezione tra strutture poco inclinate e la topografia lungo una dorsale.

---

[17] « ... *esso* (il massiccio) *mostra, infatti, una disposizione perfettamente concentrica delle facies in diverso grado metasomatiche, così disposte: nella zona centrale del massiccio, ove si sono svolte le più intense manifestazioni metasomatiche e magmatico-litogene di gabbroizzazione è presente un grande nucleo gabbrico; perifericamente questo è continuativamente orlato da una fascia serpentinosa, a sua volta passante, verso l'esterno, a prasiniti ed a gneiss albitici sfumanti a calcescisti ed a calcari cristallini* » (S. CONTI, 1966, p. 411).

Fig. 6. — *Distribuzione di alcune rocce e minerali di alta pressione nelle Alpi nordoccidentali.*

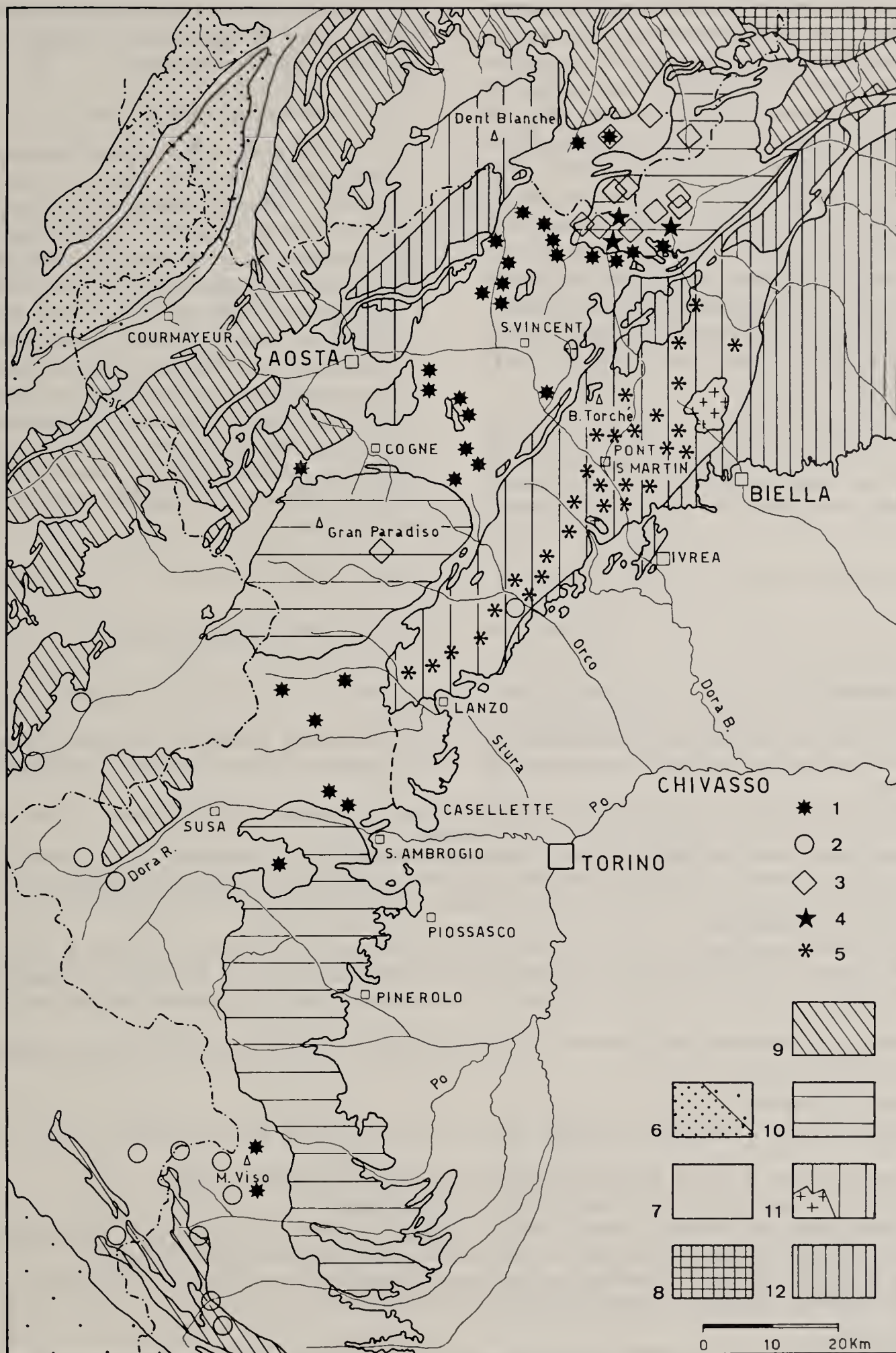
A) *Metamorfismo alpino in rocce mesozoiche e pretriassiche*: 1) eclogiti, glaucofaniti, metagabbri ad onfacite ecc. della Zona Piemontese; 2) lawsonite nel Mesozoico pennidico, nella Zona d'Acceglio e nella Zona Sesia-Lanzo; 3) cianite nelle pietre verdi di Zermatt-Saas e nel cristallino pretriassico del M. Rosa e Gran Paradiso (scisti argentei a cloritoide e cianite; paramorfosi di cianite su sillimanite negli scisti pregranitici); 4) eclogiti nel cristallino antico del M. Rosa.

B) *Metamorfismo prealpino* (cf. A. BIANCHI & Gb. DAL PIAZ, 1963): 5) eclogiti e glaucofaniti nei « Micascisti eclogitici » della Zona Sesia-Lanzo.

C) *Complessi strutturali*: 6) Elvetico, massicci cristallini e copertura; 7) Mesozoico pennidico; 8) Ricoprimenti pennidici inferiori; 9) ricoprimento Gran San Bernardo; 10) ricoprimenti M. Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira; 11) Zona Sesia-Lanzo e plutoni terziari (crocette), Serie di Arolla-« Micascisti eclogitici » della Falda Dent Blanche; 12) Alpi meridionali, II Zona Diorito-kinzigitica, Serie di Valpelline (Falda Dent Blanche *p.p.*).

Lo schizzo ha valore essenzialmente indicativo e riporta solo una parte delle numerose segnalazioni di paragenesi di alta pressione nelle Alpi occidentali, rifacendosi principalmente a P. BEARTH (1952, 1962, 1967). Altre fonti: J. M. CARON & P. SAILLOT (1968), A. NICOLAS (1966, 1969 c), E. NIGGLI (1970), B. REINHARDT (1966), osservazioni personali.

Non abbiamo riportato, in attesa di una pubblicazione in corso di stampa, l'ubicazione delle eclogiti recentemente rinvenute nel cristallino antico del Gran Paradiso da R. COMPAGNONI e R. PRATO dell'Istituto di Petrografia dell'Università di Torino. Parimenti non sono rappresentate le numerose, ma controverse, segnalazioni di eclogiti antiche o di rocce di derivazione eclogitica nel settore centromeridionale del Dora-Maira (si vedano i lavori citati dei Rilevatori del Servizio Geologico e quelli di MICHARD e VIALON). Ritorneremo sull'argomento con il dovuto dettaglio in un lavoro sulla cianite del M. Rosa, in fase di preparazione.

Dent Blanche
COURMAYEUR
AOSTA
S. VINCENT
B. Torche
PONT S MARTIN
COGNE
BIELLA
Gran Paradiso
IVREA
Orco
Dora B.
LANZO
Stura
CHIVASSO
CASELLETTE
Po
SUSA
S. AMBROGIO
TORINO
Dora R.
PIOSSASCO
PINEROLO
Po
M. Viso
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
0 10 20Km

Se non possiamo convenire con le idee di CONTI, meno ancora possiamo accettare le conclusioni di A. BELLINI & P. MAIFREDI (1968), autori di una ricerca dettagliata nella stessa regione. Non solo essi ribadiscono l' interpretazione petrogenetica di CONTI, ma, in contraddizione con lui, negano anche l'esistenza ([18]) della grande placca di metagabbri rinvenuta da FRANCHI (1895), ben documentata dal rinvenimento di abbondanti relitti mineralogici e strutturali. Si tratta non di un piccolo affioramento e nemmeno di una massa fortemente tettonizzata, ma di un grande piastrone, affiorante per circa 28 kmq, con litotipi che conservano perfettamente l'originaria struttura gabbropegmatitica grazie alla presenza di relitti centimetrici di pirosseno magmatico (diallagio Auct.) e delle sue più diffuse pseudomorfosi in onfacite (I^a fase) ed attinoto (II^a fase). Siamo in presenza quindi, e ne diamo atto a FRANCHI, di una delle più tipiche masse di metagabbri pegmatitici dell' intero arco delle Alpi occidentali.

([18]) « ... *a parte una maggiore o minore somiglianza tessiturale, non vi è con le eufotidi e comunque con esse ricollegabili, una adeguata corrispondenza di giacitura e di composizione mineralogica* » (A. BELLINI & P. MAIFREDI, 1968, p. 117).

5.2.4. CONFRONTI E CORRELAZIONI.

Le pietre verdi e le facies sedimentogene dell' « insellamento assiale » Valle di Susa-Valli di Lanzo, sono collegate, mediante la stretta « sinclinale » di Locana, a quelle della depressione aostana, costituendo un complesso strutturale unitario e continuo, « radicato » tra la Zona Sesia-Lanzo e le unità pennidiche M. Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira. Il prolungamento meridionale di questo complesso sparisce al di sotto dei depositi quaternari a partire da Piossasco. La sua esistenza in profondità sembra indicata dalle note anomalie geofisiche e dal riapparire di analoghe sequenze ofiolitiche sia nel Gruppo di Voltri che, in posizione di *Klippe,* nella dorsale Orsiera-Rocciavrè ed al M. Viso.

Fig. 7. — *La distribuzione dello stilpnomelano nelle Alpi nordoccidentali.*

A) *Nuove segnalazioni:*

1) Zona Piemontese; 1 km circa a NE di Montecapretto (Almese); anfibolite albitico-cloritica a stilpnomelano con relitti di granato (vedi tav. XII, fig. 2); Gc. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ.

2) Rocce di frizione con metamorfismo di dislocazione lungo la Linea Insubrica; Montalto Dora; marmo a stilpnomelano e granodioriti cataclastiche, debolmente metamorfiche, in filoni nei gabbri della Zona d'Ivrea; G. MARTINOTTI, cortese comunicazione.

3) Zona Sesia-Lanzo; 250 m a Nord dell'A. Fumà, presso Tallorno (Valchiusella); micascisto albitico a biotite verde, epidoto, attinoto e stilpnomelano; campione raccolto da F. MARAGA.

4) Zona Sesia-Lanzo; cresta spartiacque ad Est di Issime; gneiss occhiadini; G. MARTINOTTI, cortese comunicazione.

5) Zona Sesia-Lanzo; testata del vallone a Sud dei Laghi Frudiera, alla base del lembo di ricoprimento del M. Nery (II Zona Diorito-kinzigitica); gneiss albitico-fengitico-epidotici a stilpnomelano, clorite ed attinoto (vedi tav. XII, fig. 1); G. V. DAL PIAZ & G. MARTINOTTI.

6) Zona Sesia-Lanzo; cresta Ovest e versante meridionale del M. Nery; gneiss minuti (gneiss albitici a fengite, epidoto, attinoto, stilpnomelano e biotite verde) alla base della II Zona Dorito-kinzigitica; G. V. DAL PIAZ & G. MARTINOTTI.

7) Zona Sesia-Lanzo; Piode, Valsesia; gneiss occhiadino ad abbondante stilpnomelano; campione raccolto da C. E. BLACKBURN.

8) Zona Sesia-Lanzo; Boccioleto, Val Sermenza; micascisto granatifero a clorite e cloritoide con scarso stilpnomelano; campione raccolto da C. E. BLACKBURN.

B) *Affioramenti già segnalati:*

Asterischi non numerati: stilpnomelano riprodotto nelle carte di G. V. PIAZ & M. GOVI (1968) e di J. F. von RAUMER (1969).

9) Ricoprimento Gran San Bernardo; Punta Biula; cristallino pretriassico; P. BEARTH (1962).

10) Zona del Versoyen; metabasiti; M. VUAGNAT (1956); H. LOUBAT (1968).

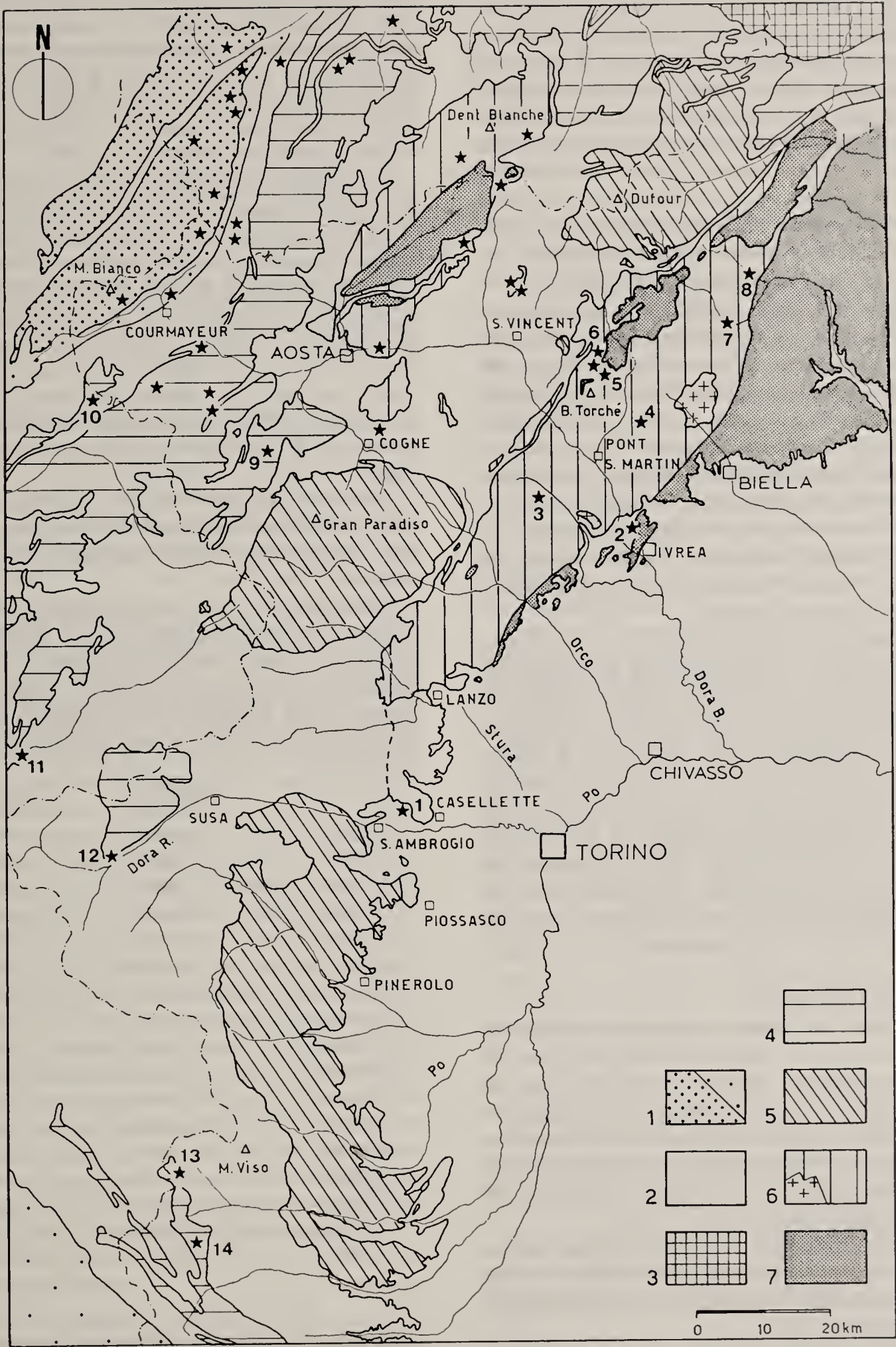
11) Ricoprimento Gran San Bernardo; Sapey, Modane; « migmatiti » nel Permocarbonifero; F. ELLENBERGER (1957).

12) Massiccio d'Ambin; metabasiti a glaucofane ecc. negli gneiss albitici pretriassici; M. GAY (1966).

13-14) Zona di Acceglio; Colle della Marchisa(tav. Bellino, coord. 41.2/33.9) e V. del Lupo (tav. Casteldelfino, coord. 38.5/ 44.5); stilpnomelano o oxichlorite; P. BEARTH (1962) e cortese comunicazione scritta.

C) *Unità strutturali:*

1) Zona Elvetica: massicci cristallini e copertura; 2) Mesozoico pennidico; 3) Ricoprimenti pennidici inferiori; 4) Ricoprimento Gran San Bernardo; 5) Ricoprimenti M. Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira; 6) Zona Sesia-Lanzo (e plutoni di Biella e Traversella); Ricoprimento Dent Blanche *l.s.*; 7) Alpi meridionali, II Zona Diorito-kinzigitica, Serie di Valpelline.

N
M. Bianco
COURMAYEUR
AOSTA
Dent Blanche
Dufour
S. VINCENT
B. Torché
PONT S. MARTIN
BIELLA
COGNE
Gran Paradiso
IVREA
LANZO
Orco
Dora B.
Stura
CHIVASSO
Po
CASELLETTE
SUSA
S. AMBROGIO
TORINO
Dora R.
PIOSSASCO
PINEROLO
M. Viso
0 10 20 km

a) *Il lembo Orsiera-Rocciavrè.*

Lungo la dorsale tra la media Val Chisone e la Val di Susa, ad oriente del Colle delle Finestre, affiora una vasta placca di ofioliti metamorfiche con scarsi calcescisti, situata al di sopra del dorso del Dora-Maira. Ne abbiamo già accennato in precedenza a proposito del problema genetico dei metagabbri. I litotipi fondamentali sono rappresentati da un complesso di gabbri metamorfici-serpentine nel settore Cristalliera, M. Pian Real, Cresta del Pagliaio, M. Tre Denti, da sottostanti anfiboliti listate ± glaucofaniche ed eclogiti (dorsale tra il Colle Malanotte ed il Colletto), con subordinati paraderivati mesozoici, in genere micascisti a cloritoide. Al margine occidentale del lembo affiorano altre masse di serpentine, prevalenti calcescisti, prasiniti e sottili livelli di quarziti manganesifere micaceo-granatifere (Mn) posttriassiche. Il contatto tra la grande piastra di metagabbri e le sottostanti serpentine antigoritiche a titanclinohumite è di natura tettonica, suturato da una discontinua fascia di gabbri rodingitici a matrice rosata di prevalente grossularia. Questo contatto non pregiudica tuttavia l'unitarietà originaria dell'associazione gabbro-ultrabasiti.

Ad Ovest, tra il Colle Malanotte e l'Orsiera, la struttura diviene in generale assai più complicata con deformazioni a grandi pieghe trasversali, spesso asimmetriche. Il contatto con il sottostante cristallino pretriassico del Dora-Maira è chiaramente tettonico: lo attestano la potente fascia di rocce cataclastiche e molto laminate, estese ad ambedue le formazioni ed i rapporti di generale discordanza. Il complesso ofiolitico costituisce, a nostro avviso, un tipico lembo di ricoprimento, proveniente dalla regione Rivoli-Avigliana, ove si rinvengono litotipi del tutto analoghi.

b) *Il lembo del Monviso.*

Tra l'alta Val Varaita e l'alta Val Pellice affiora un grande complesso ofiolitico di forma ellissoidica allungata, situato a breve distanza dal margine esterno del ricoprimento Dora-Maira, dal quale lo separa una sottile fascia di calcescisti e, localmente, di litotipi triassici. I paraderivati mesozoici ricompaiono ad occidente, al di sopra del complesso ofiolitico.

Le facies principali sono ben note sin dal secolo scorso; manca tuttavia quello studio mineralogico-petrografico di dettaglio che l'interesse della regione richiederebbe.

Prescindendo dalle complicazioni tettoniche e da piccole e locali intercalazioni di calcescisti, si riconosce anche qui la classica trilogia: ultrabasiti (serpentine con frequenti lenti rodingitiche) alla base; metagabbri pegmatitici ad onfacite o attinoto, metagabbri prasinitici e facies finemente listate e pieghettate (in parte almeno probabili blastomiloniti di gabbri), eclogiti allineate essenzialmente lungo il contatto tra ultrabasiti e gabbri, ed infine metadiabasi a lawsonite e glaucofane, o prasinitici, spesso con strutture a *pillows*.

I metagabbri sono diffusi con buona esposizione ai Balzi di Cesaro e sul versante Sud del M. Viso. Le eclogiti formano un rosario di lenticelle, più o meno allineate, ai laghi Fiorenza e Chiaretto, a Sud di P. Forcion, ai laghi di Pratofiorito, ad Ovest di Rocca Nera, nella zona di P. Murella, ecc. I metadiabasi a *pillows* sono stati segnalati da BEARTH (1967) nel Vallone delle Forcioline ed al Colle Traversette; li abbiamo rinvenuti anche nei dintorni del vecchio Rif. Q. Sella, diruto, sul versante Sud del M. Viso e nell'alto Vallone di Vallanta.

Nei metadiabasi si osserva con frequenza la struttura primaria ancora discretamente conservata, unitamente a chiari passaggi verso tipiche prasiniti.

Rimandando ad un futuro lavoro il completamento di questo schematico quadro geo-litologico, anticipiamo alcuni dati sul chimismo ([19]) dei metagabbri ad onfacite dei Balzi di Cesaro e delle eclogiti listate affioranti tra metagabbri e serpentine presso il colletto a Sud del Lago Fiorenza (Valle Po).

	MRO 1535	MRO 1536
SiO_2	47.90	45.31
Al_2O_3	18.96	15.65
Fe_2O_3	0.69	3.89
FeO	3.03	9.90
MgO	9.74	9.65
CaO	12.65	6.76
Na_2O	2.71	4.91
K_2O	0.04	0.08
TiO_2	0.23	1.35
P_2O_5	0.04	0.13
MnO	0.07	0.25
Cr_2O_3	0.21	0.07
NiO	0.02	—
BaO	—	—
H_2O	3.47	1.63
Totale	99.74	99.54

([19]) Le analisi sono state eseguite dal Perito Min. G. MEZZACASA presso l'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova, diretto dal Prof. B. ZANETTIN; ad entrambi esprimiamo la nostra riconoscenza.

MRO 1535: *Metagabbro* a porfiroblasti centimetrici di onfacite smeraldina in matrice bancastra di prevalente zoisite (Balzi di Cesaro, a SSE del Rifugio Q. Sella; tavoletta Colle di Cervetto, F. 79). Al microscopio si osservano grandi relitti del pirosseno primario, con diffusa ed irregolare trasformazione in onfacite e attinoto: la matrice è costituita da prevalente zoisite, con albite clorite, attinoto e scarsa mica bianca.

MRO 1536: *Eclogite* con tessitura zonata fine e regolare, con alternanza di letti, da millimetrici a centimetrici, di granato rossastro prevalente, associato a scarsa onfacite, e di letti verdastri ad onfacite predominante. Subordinati: mica bianca, clorite e scarso anfibolo. In questa eclogite è presente un sistema di piccole pieghe isoclinali serrate di stile profondo, disegnate dai letti di granato (Tav. XII, fig. 7). (Colletto a Sud del Lago Fiorenza, tavoletta M. Viso, F. 67). Entrambe le analisi rivelano un tenore in H_2O insospettato rispetto alle paragenesi, per il quale non vediamo una spiegazione plausibile.

Il complesso ofiolitico del M. Viso appare in contatto tettonico con i calcescisti di letto ad Est, con quelli di tetto ad Ovest. A nostro avviso, le pietre verdi del M. Viso non costituiscono una normale intercalazione nella serie dei parascisti mesozoici, ma più probabilmente un grande inviluppo tettonico entro i sottostanti calcescisti.

La sequenza litologica è molto simile a quella della regione Rivoli-Avigliana, quest'ultima assai più complicata tettonicamente. Se ne discosta essenzialmente per una migliore conservazione delle strutture primarie nei metadiabasi e per la presenza di paragenesi a Lawsonite (segnalazione di S. Franch, 1897 a). E' questo un motivo di analogia con alcune ofioliti metamorfiche della Liguria.

Per concludere, riteniamo che i grandi lembi ofiolitici Orsiera-Rocciavrè e M. Viso contribuiscano a far conoscere la composizione del substrato simatico della Fossa Piemontese a Sud della Dora Riparia e la sua crosta estrusiva (metadiabasi del M. Viso); essi suggeriscono inoltre l'esistenza di un collegamento continuo tra le pietre verdi delle Valli di Lanzo-Valle d'Aosta e quelle del Gruppo di Voltri. L'allineamento delle strette « sinclinali » tettoniche di Alagna e Locana, fortemente compresse tra la Zona Sesia Lanzo, all'interno, ed i ricoprimenti M. Rosa e Gran Paradiso all'esterno, sembra delineare infine la sutura dell'originaria eugeosinclinale alpina, verosimilmente già di forma curvilinea; verso meridione si passa a condizione di graduale allargamento del fondo simatico, forse in rapporto con la scomparsa od il forte assottigliamento della zolla sialica interna, la Zona Sesia-Lanzo.

5.3. Rapporti strutturali e condizioni di giacitura.

Non ci siamo addentrati nell'analisi strutturale particolareggiata della regione Rivoli-Avigliana, poichè già esistono dati di buon dettaglio, dovuti a N. D. Chatterjee (1963), P. Vialon (1966, 1967) ed a A. Nicolas (1969) [20], rispettivamente sulle zone a Sud ed a Nord della Dora Riparia. Esaminiamo piuttosto le relazioni strutturali tra il cristallino del Dora-Maira e la Formazione dei Calcescisti con Pietre Verdi e, in particolare, i rapporti tra i diversi litotipi del complesso ofiolitico.

5.3.1. Rapporti tra il Cristallino Dora-Maira ed il complesso ofiolitico.

La regione Rivoli-Avigliana è troppo limitata per un esame completo di rapporti di contatto tra il Cristallino pretriassico del Dora-Maira e la sovrastante coltre mesozoica. Il contatto comunque è sempre chiaramente tettonico ed i processi di laminazione e cataclasi, specie negli gneiss occhiadini, sono in genere così estesi ed intensi da indicare chiari fenomeni di sovrascorrimento. Potenti fascie di tettoniti si osservano tra la Dora ed il Sangone al margine della pianura e, come abbiamo visto, al contatto tra la grande piastra ofiolitica Orsiera-Rocciavrè ed il sottostante Cristallino antico del Dora-Maira [21].

Un quadro analogo si osserva anche sul versante destro della Valle di Susa ove sono frequenti passaggi graduali tra litotipi laminati e massicci, e contatti meccanici con fenomeni di scagliamento.

Tracce di intense deformazioni tettoniche si riscontrano parimenti nelle pietre verdi. In prossimità del contatto con il Pretriassico del Dora-Maira sono frequenti nelle ofioliti fascie di intensa laminazione su spessori sovente di parecchie decine di metri, specie nel settore Chiusa San Michele-Valgioie-Bussone e sulla riva destra del Sangone. In particolare nei *Flasergabbro* della regione è appariscente la deformazione cui si accompagna sovente una diffusa « albitizzazione », con passaggio a gneiss prasinitici ± a fuchsite, di tinta da verdolina chiara a biancastra.

---

[20] Ricordiamo in particolare l'importante lavoro di A. Nicolas (1969 c) sulle rocce mesozoiche delle Valli di Lanzo. Una prima deformazione, associata a un metamorfismo in facies eclogite-scisti a glaucofane, è seguita da una seconda deformazione N-S accompagnata dalla blastesi di crossite ed anfibolo verde-blu, e quindi, nelle rocce verdi, da un generale metamorfismo in condizioni almeno in parte statiche. Segue ancora una terza fase di deformazione a carattere postcristallino, e, infine, una quarta di ripiegamento, con orientazione N-S, d'importanza subordinata.

[21] Una parte dei parascisti cristallini indicati nel F. Susa della C.G.I. al di sotto del lembo Orsiera-Rocciavrè sono in realtà gneiss occhiadini da scistoso-laminati a cataclastici.

Ricorderemo infine i processi di reciproco scagliamento tra i litotipi delle due grandi unità strutturali; si veda, ad esempio, per l'ottima esposizione, la cava Ambaudo, a Sud di San Giorio (Val di Susa).

Queste osservazioni confermano l'esistenza di rapporti tettonici per sovrascorrimento tra la Formazione dei Calcescisti con Pietre Verdi ed il Massiccio del Dora-Maira.

5.3.2. RAPPORTI TRA I LITOTIPI DEL COMPLESSO DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI.

E' nota la natura generalmente tettonica dei contatti osservabili in Valle d'Aosta tra serpentine e calcescisti, non solo dove il fenomeno è sottolinato da tettoniti, ma anche in corrispondenza degli orli di reazione rodingitica (G. V. DAL PIAZ, 1969).

Nel predetto lavoro si aggiungeva che l'età delle ultrabasiti della Zona Piemontese è verosimilmente più antica di quella dei paraderivati mesozoici ai quali sono intimamente associate, rappresentando le prime il substrato della fossa sul quale si depositavano i secondi.

Nelle Alpi occidentali numerose masse di metagabbri, specie quelle di maggiori dimensioni associate a serpentine, sono legate alla storia delle ultrabasiti, costituendo, come abbiamo visto, intime associazioni gabbro-ultrabasiti. Si confronti la situazione illustrata da F. DECANDIA & P. ELTER (1969) e da A. BEZZI & G. PICCARDO (op. cit.) in Liguria.

I gabbri pegmatitici possono quindi costituire, assieme alle ultrabasiti, il fondo della eugeosinclinale piemontese, il substrato cristallino cioè su cui si sono depositate le assise mesozoiche.

Riteniamo che il processo di saussuritizzazione del plagioclasio calcio nei gabbri pegmatitici, in genere precedente allo sviluppo delle paragenesi metamorfiche di alta pressione, potrebbe costituire, assieme alle fasi di serpentinizzazione anteriori al metamorfismo regionale alpino, la testimonianza di antiche vicissitudini di queste rocce.

L'attuale assetto del complesso ofiolitico, una disordinata alternanza di calcescisti, metagabbri e serpentine (escludendo le prasiniti di origine diabasica), non corrisponde ad una regolare sequenza di sedimenti con normali intercalazioni di rocce basiche ed ultrabasiche (sill e laccoliti), secondo la più comune ed accettata interpretazione geologica e petrogenetica, ma rappresenta invece il prodotto della mescolanza tettonica, secondo uno stile a pieghe ripetute o a scaglie listriche, della sequenza sedimentaria mesozoica e del substrato simatico sul quale si è deposta.

In questo quadro di intensa deformazione tettonica è poco probabile che si siano conservati, su scala regionale, gli orginari rapporti tra il substrato gabbro-ultrabasiti e la sua copertura sedimentaria. Inoltre è assai difficile rinvenire prove sicure di questi rapporti, laddove essi sembrano effettivamente presenti. Tra i litotipi che, a nostro avviso, possono con maggiore probabilità rappresentare, per caratteri sedimentologico-stratigrafici e per composizione, gli originari sedimenti a contatto con il substrato gabbro-ultrabasico, ricordiamo una parte delle quarziti e dei micascisti argentei a granato manganesifero ([22]), e, forse, anche la caratteristica formazione dei micascisti a ciottoli eclogitici affiorante al tetto di un enorme complesso ofiolitico tra Zermatt, la Valtournanche e la Val Sesia (G. V. DAL PIAZ, 1965; P. BEARTH, 1967), di età certamente postofiolitica.

Altri orizzonti di scisti quarzitici a silicati di Mn si rinvengono in associazione con i calcescisti, spesso in corrispondenza delle sottili intercalazioni prasinitiche (si veda ad esempio la Zona del Combin). La genesi di queste rocce a silicati manganesiferi (metaradiolariti, ecc.) è in relazione, nei diversi tipi di giacitura, con le estrusioni sottomarine o con fenomeni dell'attività vulcanica secondaria, sviluppati direttamente sul basamento simatico o nei sedimenti ad esso sovrapposti.

La seconda intima associazione osservata nelle Alpi occidentali è quella tra metabasiti e calcescisti. Nei settori ove prevalgono o sono abbondanti i paraderivati mesozoici in facies carbonatica (Zona del Combin, ecc.), sono note ripetute intercalazioni di rocce prasinitiche in rapporti apparentemente normali con i sedimenti. Si tratta in prevalenza del prodotto metamorfico di accertate colate sottomarine (strutture a *pillows*) o sill diabasici; non mancano infine probabili livelli tufitici, specie se si osserva un graduale incremento di carbonati nelle prasiniti ed un passaggio sfumato ai calcescisti (si vedano ad esempio i « calcescisti verdi » della Grivola; Gb. DAL PIAZ, 1928). Accanto a queste rocce basiche a carattere vulcanico si rinvengono, nei medesimi paraderivati, regolari intercalazioni stratoidi di pietre verdi che si riconducono ad originarie rocce gabbriche; si tratta di gneiss prasinitici, prasiniti chiare a fuchsite, passanti a metagabbri con struttura pegmatoide conservata (Val d'Ayas, alte valli di Champorcher e Fenis, ecc.). Se ne potrebbe dedurre che il magmatismo basico abbia prodotto anche modeste inie-

---

([22]) Si veda il quadro prospettato nelle Alpi orientali da Gp. DE VECCHI & E. PICCIRILLO (1968) e da P. BAGGIO (1969).

zioni concordanti di gabbri in seno ai sedimenti mesozoici, nel settore più profondo della serie secondo l'ipotesi più comunemente accettata. Questi gabbri, a differenza di quelli associati alle ultrabasiti, avrebbero quindi un'età posteriore alla sedimentazione di parte almeno dei calcescisti e all'incirca contemporanea a quella delle estrusioni sottomarine (Giurese Sup.-Cretaceo). Questa ipotesi urta tuttavia contro i seguenti fatti: 1) la spiccata struttura pegmatitica, analoga a quella dei gabbri delle associazioni profonde gabbro-ultrabasiti, struttura che non si concilia con una presa di posizione in ambiente superficiale; 2) l'assenza di tracce sicure di un originario metamorfismo di contatto di alta temperatura sui calcescisti incassanti ([23]); 3) la constatazione che molte fra le potenti serie di calcescisti e di gabbri prasinitici, in rapporti apparentemente primari, risultano, ad una attenta analisi strutturale, il prodotto di ripetizioni tettoniche per grandi pieghe isoclinali coricate, o per scaglie, con successiva rigenerazione metamorfica alpina. La Testa Grigia, lungo lo spartiacque Lys-Evançon ed il M. Delà (spartiacque V. Champorcher-V. Fenis) ne costituiscono gli esempi migliori; 4) il differente chimismo dei gabbri rispetto a doleriti, diabasi e lave a cuscini, punto molto importante già considerato in precedenza (P. Bearth, 1967).

Ricordiamo infine che, secondo i rapporti di reciproca intersezione, le ultrabasiti risultano le rocce più antiche della sequenza ofiolitica, seguite da gabbri e quindi da diabasi.

Noi riteniamo che la differenza di tempo tra la cristallizzazione di peridotiti-gabbri e dei diabasi sia probabilmente molto grande. Volendo comunque riassumere le diverse possibilità i gabbri possono essere: 1) all'incirca coevi delle ultrabasiti; 2) chiaramente successivi se prodotto di fusione differenziale delle prime o di solidificazione in corpi laccolitici tra il mantello superiore e la crosta, ma sempre anteriori alla lacerazione di quest'ultima; 3) infine assai più recenti (e non ne siamo convinti), all'incirca contemporanei dei diabasi, se intercalati nei sedimenti mesozoici.

6. - ALCUNE OSSERVAZIONI SULLA EVOLUZIONE DELLA « EUGEOSINCLINALE PIEMONTESE »

6.1. Le idee di Argand.

Riandiamo brevemente alla classica concezione di E. Argand sull'evoluzione strutturale della geosinclinale, con formazione di una catena a ricoprimenti sovrapposti. La geosinclinale alpina, un'area di forte subsidenza tra il continente euroasiatico e quello africano, si sviluppava, a partire dal Lias, con l'approfondimento e la progressiva differenziazione del bacino epicontinentale triassico. Nel frattempo prendevano forma, al fondo del mare, le geoanticlinali le quali, da protuberanze sommerse appena abbozzate, si evolvevano gradualmente verso pieghe coricate con il dorso emerso, per dar luogo infine ai ricoprimenti per ultrapiega. Le superfici di scorrimento e le fratture crostali alla base di queste strutture in dinamica evoluzione erano utilizzate dal magma ofiolitico, basico ed ultrabasico, per la sua risalita, avvenuta in concomitanza con la fase tettonica mesocretacica (*eruzioni basali*). Nel Paleogene, con l'accentuarsi del fenomeno di compressione e di raccorciamento crostale, ebbero luogo le fasi parossistiche dell'orogenesi alpina, con la sovrapposizione tettonica dei grandi ricoprimenti pennidici ed austroalpini, seguita dal processo di raddrizzamento e di retroflessione della zona di radici (fase insubrica principale) e quindi dalla fase finale di collasso alla quale è legato il magmatismo sialico.

La concezione strutturale di Argand configura le falde di ricoprimento come strutture a pieghe più o meno complete e geometriche, con fianco rovesciato in genere conservato, di estensione pressocchè indefinita.

Considerando in particolare la Zona Piemontese, la ricostruzione di E. Argand prevede, tra la Val Maira ed il Vallese, che il Complesso dei Calcescisti con Pietre Verdi avvolga in modo continuo il nucleo cristallino delle grandi pieghe coricate, costituendo in parte la copertura normale dei ricoprimenti mediopennidici Dora-Maira, Gran Paradiso e Monte Rosa, in parte quella rovesciata, aderente al fianco inverso del ricoprimento Dent Blanche. Secondo queste vedute, esisterebbero graduali passaggi laterali tra le differenti serie recenti di copertura, con locali interruzioni del collegamento tra i bacini, causate dalla emersione del dorso delle geoanticlinali.

A questa eccezionale ricostruzione dell'architet-

([23]) L'assenza di metamorfismo di contatto magmatico può essere ragionevolmente giustificata ricorrendo all'azione obliterante del metamorfismo regionale alpino (cf. F. Franchi, 1897 b; Gb. Dal Piaz, 1928) e alla presenza di sedimenti saturi in acqua al momento dell'intrusione.

tura alpina si sono rifatti fino ad oggi molteplici studiosi, anche se con modifiche ed aggiornamenti relativi essenzialmente a problemi di pertinenza paleogeografica e strutturale. A questa corrente di pensiero si sono opposti i fautori di ipotesi autoctoniste per la genesi della catena alpina e di modelli statici della geosinclinale. Ricordiamo specialmente per le Alpi occidentali i francesi R. MICHEL e P. VIALON e, in Italia, S. CONTI.

Alle falde mediopennidiche di E. ARGAND si sostituiscono i « massicci interni », autoctoni, del Dora-Maira e Gran Paradiso, paralleli e simmetrici di quelli esterni, elvetici. Parziali ricoprimenti sono accettati alla scala delle coperture sedimentarie mesozoiche, o più recenti, scollate e scivolate per azione gravitativa, mentre il substrato cristallino subiva tuttalpiù modesti fenomeni di fratturazione e scagliamento.

6.2. F. Hermann, precursore delle moderne concezioni mobiliste.

Le recenti concezioni di tettonica globale che rinnovano le antiche idee mobiliste, trovano in F. HERMANN (1925, 1930) un lontano precursore.

Ne ricordiamo alcune intuizioni espresse, quasi cinquanta anni or sono, sulla formazione, della catena alpina. In primo luogo HERMANN fu tenace avversario del modello di geosinclinale della scuola francese, in particolare della sua concezione statica con semplici processi di subsidenza e di sollevamento ([24]); in secondo luogo fu critico ancora più dichiarato delle concezioni di tettonica per ultrapiega secondo la regolare geometria cilindrista ad estensione « indefinita » formulata da ARGAND e STAUB e, conseguentemente, della teoria delle radici. Espresse infine idee largamente innovatrici sul meccanismo di presa di posizione delle ofioliti e sui rapporti Sial-Sima. F. HERMANN considerava innanzitutto la geosinclinale come una struttura dinamica in continua evoluzione, con fondo simatico, sul quale si accumulavano i sedimenti orogenici e migravano in deriva le ghirlande sialiche, strette progressivamente tra il continente euroasiatico e quello africano (anch'essi in deriva, ma a velocità diversa) fino ad impilarsi in ricoprimenti sovrapposti al serrarsi della morsa. Riguardo al problema della messa in posto delle ofioliti in seno ai sedimenti orogeni, egli proponeva un meccanismo per *migrazione tettonica a freddo* ([25]), concezione sconvolgente per un'epoca nella quale era unanimemente accettata una presa di posizione magmatica per l' intera sequenza ofiolitica, visione che doveva culminare con l' ipotesi delle « megaeffusioni » sottomarine.

E' necessario a questo punto ricordare che, per alcune « innovazioni », HERMANN si rifaceva, senza riconoscerlo, alle idee di ARGAND. Anche ARGAND (1924; si vedano in particolare le figure sull'evoluzione del Mediterraneo) ammetteva infatti che il fondo sialico della geosinclinale potesse lacerarsi in seguito a fenomeni di distensione e stiramento e che, in tal modo, il sima potesse affiorare sul fondo del mare. Si sarebbero stabilite così condizioni di tipo oceanico analoghe a quelle del Mediterraneo attuale (si tenga presente che ARGAND aveva ipotizzato anche la « mobilità » del fondo oceanico, con la rotazione della penisola italiana). Da un assetto di tipo oceanico si ritornava, con lo sviluppo di nuovi sforzi di compressione, a condizioni di normale geosinclinale dalla quale traeva origine una catena a pieghe e ricoprimenti.

6.3. La fossa piemontese e la sua evoluzione strutturale.

Abbiamo ricordato la classica interpretazione di E. ARGAND e le idee innovatrici di F. HERMANN. Tenteremo ora di abbozzare, in un quadro schematico e preliminare, il nostro pensiero sulla evoluzione paleogeografica e strutturale della fossa piemontese e dei grandi complessi cristallini adiacenti, tenendo conto delle interessanti osservazioni di H. LAUBSCHER (1969).

6.3.1. LE FASI PREPARATORIE DI DISTENSIONE.

Riteniamo superata la concezione della geosinclinale piemontese costituita da un substrato continuo di rocce cristalline sialiche sul quale si depositavano, in condizioni di crescente subsidenza, i sedimenti orogenici mesozoici, sede del magmatismo basico ed ultrabasico.

([24]) Ricordiamo che anche ARGAND ammetteva l'esistenza di compressioni tangenziali sin dalle prime fasi della evoluzione della geosinclinale, supponendo che le geoanticlinali fossero asimmetriche, ipotesi negata in seguito da H. P. CORNELIUS e altri.

([25]) « *Le rocce simiche che abbiamo più volte ed in più luoghi, trovate affiancate a zone singolari nei calcescisti attualmente con loro in contatto, sono esse per giunta nella posizione ora occupata per scorrimento e migrazione, a freddo, ed in condizioni di pressione, laminazione, plicazione, incompatibili con altre ipotesi. Inoltre si constata... senza alcuna eccezione* (che) *le rocce simiche sono poste su linee di dislocazione... e non rimane altra possibilità che considerarle rocce scorse o migrate, ma esotiche ed indipendenti in modo assoluto dalla sedimentazione originaria dei calcescisti* » (HERMANN, 1930).

Fig. 8. — *Modello della evoluzione strutturale della Zona Piemontese e delle unità limitrofe durante l'orogenesi alpina, libera e schematica illustrazione delle principali fasi tettoniche descritte nel testo.*

FASI PREPARATORIE DI DISTENSIONE.

1) In seguito a fenomeni di distensione, si giunge alla lacerazione della crosta sialica con formazione della eugeosinclinale piemontese (Pi); i sedimenti orogeni si depositano direttamente sul substrato simatico, le grandi eruzioni basaltiche si espandono sul fondo ultrabasico o gabbro-ultrabasico, al di sopra dei sedimenti mesozoici o nel loro seno. Br: bacino Brianzonese, ecc; Ca: Canavese; a) substrato simatico; b) crosta sialica pennidica; c) Zona Ivrea-Verbano; d) Zona Sesia-Lanzo; nero pieno: magmatismo basaltico l.s.; bianco: sedimenti orogeni. La struttura e l'evoluzione del bacino del Canavese e del suo substrato sono argomenti che esulano dal tema del nostro lavoro: la loro rappresentazione è quindi del tutto indicativa. Per i rapporti tra Zona Ivrea-Verbano e Zona Sesia-Lanzo si veda F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ & R. SACCHI (1970).

FASI DI COMPRESSIONE (PAROSSISMO).

2) Terminato il periodo di distensione, si instaurano condizioni di compressione trasversale con raccorciamento crostale; finisce così il magmatismo ofiolitico iniziale il cui carattere è precinematico rispetto alla presa di posizione delle falde di ricoprimento. Si formano grandi coltri di scivolamento superficiali e scaglie rigide profonde, non le pieghe coricate prospettate da ARGAND (limitatamente almeno ai complessi cristallini). Il substrato simatico della Fossa Piemontese viene compresso ed intensamente scagliato: le scaglie ed i grandi cunei listrici si mescolano con i sedimenti orogeni e con le ofioliti basiche ad essi associate e l'insieme viene espulso verso l'esterno della catena. Lo stile tettonico nel cristallino è essenzialmente di tipo fragile: sono diffusi, con distribuzione localizzata (lungo i piani di taglio e di scorrimento, ecc.), fenomeni di cataclasi, milonisi e diaftoresi sincinematica (la temperatura è ancora in genere insufficiente per sviluppare la generale blastesi metamorfica alpina). a) Crosta sialica pennidica; c) ricoprimenti austroalpini sup. e Zona Ivrea-Verbano; d) ricoprimenti austroalpini inf. e Zona Sesia-Lanzo; e) nero pieno: ofioliti *l.s.* (substrato simatico, eruzioni basaltiche, ecc.); bianco: sedimenti orogeni.

3) Continuano con maggiore intensità o riprendono con rinnovato vigore le forze di compressione che producono un ulteriore cospicuo raccorciamento crostale. Si raggiungono nel frattempo condizioni di temperatura maggiore per graduale risalita delle geoisoterme, una conseguenza « ritardata » del carico tettonico dei ricoprimenti in precedenza formati. Ne deriva un radicale cambiamento dello stile della deformazione che diviene prevalentemente di tipo plastico; il fenomeno non è più localizzato, ma generale. Si formano pieghe di ogni dimensione, anche gigantesche, rovesciate e coricate, tonde o molte serrate, secondo direzioni assiali trasversali e longitudinali (deformazione polifasica). A questo periodo risalgono verosimilmente i numerosi inviluppi tettonici della catena (M. Leone, Rafray-Glacier, ecc.). Si sviluppa nel contempo il metamorfismo regionale alpino in facies scisti verdi (con termalità maggiore in Ossola-Ticino), da sin- a postcinematico. Alcuni indizi sembrano indicare un lento incremento termico alla fine del processo (cf. G. V. DAL PIAZ, 1966). a) Crosta sialica pennidica; c) ricoprimenti austroalpini sup. e Zona Ivrea-Verbano; d) ricoprimenti austroalpini inf. e Zona Sesia-Lanzo; e) nero pieno: ofioliti *l.s.* (substrato simatico ed eruzioni basaltiche); bianco: sedimenti orogeni. L'orogenesi si conclude con le fasi finali di collasso illustrate nel testo.

Ad essa contrapponiamo l' ipotesi di una fossa con substrato cristallino di ultrabasiti e gabbri, denudato per lacerazione tettonica della sovrastante crosta sialica. Quest'ultima costituisce verosimilmente anche il fondo del bacino, limitatamente ai settori marginali, ove i sedimenti hanno caratteristiche di transizione verso condizioni di piattaforma. La composizione della crosta continentale sui due lati della fossa è in prevalenza di tipo granitoide. Lo attestano gli gneiss occhiadini diffusi nelle unità cristalline esterne (Monte Rosa, Gran Paradiso, Dora-Maira) e le rocce di origine granitico-granodioritica del sistema interno Zona Sesia-Lanzo — Falda Dent Blanche (graniti e gneiss granitici, ecc. della Serie di Arolla, gneiss occhiadini di Mollia-Campertogno, Micascisti Eclogitici *p.p.*).

Non si esclude la possibilità di una effettiva scomparsa a Sud di Lanzo (indipendentemente dalla copertura quaternaria) della Zona Sesia-Lanzo, con la presenza di un contatto diretto tra la Zona Ivrea-Verbano ed il substrato simatico della Zona Piemontese. Questa eventualità apre tutta una serie di problemi cronologici e strutturali sui quali riteniamo prematuro soffermarci.

A nostro avviso, *la eugeosinclinale piemontese costituisce una zona di disgiunzione primaria della crosta sialica: è questo il motivo che riteniamo più valido per la separazione, a livello dello zoccolo cristallino, tra Pennidico ed Austroalpino,* quest'ultimo rappresentato nelle Alpi occidentali dalla Falda Dent Blanche ([26]) (cf. G. V. DAL PIAZ, 1969; G. V. DAL PIAZ & SACCHI, 1969).

Mancano dati analitici che permettano di stabilire sia l' inzio della fase di distensione che condusse alla lacerazione della crosta sialica con denudazione tettonica del mantello superiore, sia il suo meccanismo. E' quest'ultimo un problema che riteniamo prematuro affrontare a causa della straordinaria complessità dell'edificio alpino, pur vedendone la più plausibile soluzione nei modelli della nuova tettonica globale (R. S. DIETZ, 1961, 1962, 1963; H. H. HESS, 1962, 1965; X. LE PICHON, 1968; J. OLIVER & B. ISACKS, 1967), che hanno trovato una prima meditata discussione per le Alpi in H. LAUBSCHER (1969).

E' probabile che il fenomeno di distensione sia iniziato, senza giungere alla lacerazione della crosta, prima del Giurese, periodo al quale si faceva risalire lo sviluppo della geosinclinale alpina. Forse possono essere indicative a questo proposito: le datazioni radiometriche di HUNZIKER (1970), le quali sembrano rivelare una fase tettonico-metamorfica permiana; la irregolare distribuzione del Permiano nella Zona Pennidica; i dati paleomagnetici che mettono in evidenza, a partire dal Permiano, una migrazione dei poli nei continenti europeo ed africano.

Possiamo quindi configurarci la Zona Piemontese durante il Mesozoico come un bacino costituito da un settore esterno di mare poco profondo. ove si depositavano su di un substrato sialico (Dora-Maira, ecc.) le assise triassiche con ridotte serie carbonatico-detritiche di età più recente, e da una fossa con fondo accidentato, dove si accumulavano potenti depositi a componente dapprima siliceo-argillosa e quindi carbonatica, ai quali si associavano colate e sill di rocce eruttive basiche. Il substrato della fossa era costituito da rocce gabbro-ultrabasiche, già cristallizzate prima della lacerazione della crosta sialica e quindi della deposizione dei sedimenti mesozoici. Al margine interno, il bacino era delimitato dalla Zona Sesia Lanzo, una dorsale che a nostro avviso interrompeva probabilmente il collegamento tra il bacino piemontese e quello canavesano, limitatamente almeno alla zona a Nord della Valle dell'Orco e che comunque segnava il limite al diffondersi, verso il margine continentale interno, delle grandi manifestazioni basaltiche sottomarine, tipiche del bacino piemontese.

Possiamo quindi sommariamente distinguere, nella serie dei calcescisti, una sequenza siliceo-argillosa con radiolariti e concentrazioni manganesifere, probabile diretta copertura del fondo della fossa (o forse anche di una piccola parte della zona Sesia-Lanzo), e serie a componente prevalentemente carbonatica. La brecce carbonatiche osservabili in alcuni settori potrebbero indicare depositi ubicati tra fossa e piattaforma.

La fase di distensione tettonica culminò con le manifestazioni ofiolitiche del Giurese superiore(?)-Cretaceo. La formazione di grandi fratture che dal fondo della fossa si estendevano all'interno del Mantello favoriva la genesi, per probabile fusione differenziale profonda ([27]), di un magma basaltico che dava luogo a vaste estrusioni sottomarine, formando, in assenza di sedimenti, una

([26]) La pertinenza all'Austroalpino della Falda Dent Blanche risale a SCHMIDT, KOBER e STAUB (cf. riferimenti bibliografici in F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ & R. SACCHI, 1970).

([27]) Una possibile alternativa genetica, la quale non esclude, ma può accompagnare il fenomeno precedentemente illustrato, è quella di fusione parziale di scaglie tettoniche di ultrabasiti, durante la risalita a freddo verso livelli strutturali superiori.

crosta di tipo oceanico aderente al substrato gabbro-ultrabasico.

Questa situazione, valida per i fondi oceanici di maggiori dimensioni, non sembra corrispondere a quella verificatasi, almeno in parte, nella Fossa Piemontese, una struttura che, a Nord della Valle di Susa, era relativamente stretta. In questa zona il magma basaltico prese verosimilmente posizione anche in seno ai sedimenti mesozoici e al disopra di essi.

In tal modo è possibile giustificare da un lato la trilogia ofiolitica tipica del bacino del Mediterraneo, come espressione di una crosta aceanica a composizione basaltica *l.s.*, sovrapposta ad un più antico basamento simatico; dall'altro la deposizione di sedimenti mesozoici direttamente sul substrato gabbro-ultrabasiti e le alternanze tra calcescisti e prasiniti.

6.3.2. Le fasi parossistiche di compressione.

L' inizio di una vigorosa fase di compressione con progressivo raccorciamento delle strutture, segna innanzitutto la fine del magmatismo basico iniziale, il reciproco avvicinamento delle « ghirlande sialiche » e quindi il loro accavallarsi in una sequenza di falde di ricoprimento sovrapposte.

Nella Zona Sesia-Lanzo e, verosimilmente, anche nel settore interno di M. Rosa, Gran Paradiso e Dora Maira sono possibili processi di sottoscorrimento con subduzione della crosta sialica al substrato simatico (formazione di « pseudoradici »).

Questa fase è accompagnata verosimilmente da trasformazioni metamorfiche localizzate (*non regionali*) a carattere distruttivo e retrogrado (diaftoresi, ecc.) o, nelle zone più profonde, da paragenesi di alta pressione.

Lo stile tettonico in questa fase era caratterizzato dalla formazione di cunei tettonici, con processi di scagliamento profondo e formazione di zolle di scivolamento superficiali; del tutto inesistenti, o ridotti a casi eccezionali, i ricoprimenti per piega coricata nello zoccolo cristallino.

Questo stile tettonico caratterizza uniformemente sia il Pennidico che l'Austoalpino.

Si tratta di una tettonica con deformazione a carattere essenzialmente clastico e fragile, piuttosto che di tipo plastico, prodotto da un campo di pressioni in ambiente di temperatura ancora sensibilmente bassa.

Lo scagliamento del fondo della eugeosinclinale comportava la graduale risalita di grandi scaglie di rocce gabbro-ultrabasiche, talora conservate in alcuni settori interni della Zona Piemontese. Nella maggioranza dei casi tuttavia, esse subivano dapprima una parziale disarticolazione tettonica e quindi uno smembramento in lenti più piccole le quali si mescolavano e talora si « omogeneizzavano » in seno alla serie sedimentaria mesozoica ([28]). Gran parte dell'eterogeneo contenuto della fossa veniva quindi espulso verso il settore esterno della catena, dando luogo alla Falda dei Calcescisti con Pietre Verdi, a sua volta ricoperta dalla Falda austroalpina composita della Dente Blanche *l.s.* ([29]).

Le imponenti masse ofiolitiche affioranti nella parte più esterna della Zona Piemontese, a volte intercalate nei paraderivati mesozoici per inviluppo tettonico (M. Viso), e quelle situate più internamente al disopra di complessi cristallini sialici (Orsiera-Rocciavrè) costituiscono, a nostro avviso, indiscussi lembi di ricoprimento: lo attestano non solo i già ricordati contatti tettonici di base, ma specialmente la loro attuale ubicazione rispetto alla sutura della fossa. La loro patria d'origine deve essere ricercata infatti nella eugeosinclinale ove costituivano il substrato dei sedimenti mesozoici.

In una fase susseguente alla presa di posizione dei ricoprimenti, proseguiva o riprendeva il processo di compressione: mentre si raggiungeva il massimo raccorciamento crostale, la graduale risalita delle geoisoterme del metamorfismo regionale favoriva un netto cambiamento nello stile della deformazione che diventava di tipo prevalentemente plastico. Iniziava così, nel Pennidico e nell'Austroalpino, un generale processo polifasico di *serrage* con vistosi ripiegamenti, accompagnati e seguiti dal metamorfismo regionale alpino in facies scisti verdi ([30]), o con termalità più alta nell'Ossola-Ticino. Al processo di *serrage* ascriviamo almeno due fasi principali di deformazione

---

([28]) Le osservazioni di Vuagnat (1968) e di Laubscher (1969) a questo proposito trovano in Hermann (1925, 1930) e in Gb. Dal Piaz (1928) originali, ignorati anticipatori.

([29]) La Falda Dent Blanche è costituita da due indipendenti lembi di ricoprimento sovrapposti: alla base la Serie di Arolla ed il complesso dei Micascisti Eclogitici (M. Emilius), provenienti dalla Zona Sesia-Lanzo (Austroalpino inferiore?), una zolla sialica situata al margine esterno del continente sudalpino; al di sopra la Serie di Valpelline, originaria della Zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano (Austroalpino superiore?) (cf. G. V. Dal Piaz & R. Sacchi, 1969; F. Carraro, G. V. Dal Piaz & R. Sacchi, 1970).

([30]) L'età del metamorfismo alpino in facies scisti verdi si pone all'incirca a cavallo tra Eocene ed Oligocene. Che tale processo sia certamente posteriore alla presa di posizione delle falde è un fatto da tempo noto, motivato da rapporti discordanti tra direttrici strutturali principali ed isograde del metamorfismo, nonchè dalla cicatrizzazione di importanti superfici di scorrimento.

megascopica, longitudinale la prima, trasversale la seconda. In queste fasi trassero origine gigantesche pieghe rovesciate o coricate (F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ & R. SACCHI, 1970), da rotonde ad acute e molto serrate.

Questo processo ha un'imponenza paragonabile con quello della presa di posizione dei ricoprimenti (ma lo stile tettonico è del tutto diverso); la sua influenza è determinante sull'evoluzione paragenetica e strutturale del metamorfismo alpino.

Il processo polifasico di *serrage* fornisce una plausibile giustificazione strutturale all'evidente carattere da sin- a postcinematico manifestato dal metamorfismo alpino in facies scisti verdi. Le isograde sono notoriamente discordanti rispetto all'andamento degli elementi strutturali maggiori della catena: le relazioni tra isograde e direttrici tettoniche del processo di *serrage* abbisognano di ulteriori chiarimenti.

Ad una fase finale si riferisce verosimilmente anche la retroflessione delle « radici », cioè il raddrizzamento, fino all' inversione dell' immersione, delle strutture nel settore interno dei ricoprimenti alpini.

6.3.3. IL COLLASSO FINALE.

Successivamente al sollevamento di vasti settori della catena, processo che conclude verosimilmente la fase precedente, si ritorna di nuovo a condizioni di distensione. Si sviluppano i processi tettonici di assestamento a componente subverticale, accompagnati dal magmatismo tardorogenico periadriatico. Quest'ultimo si manifesta nelle Alpi occidentali una volta conclusi gli ultimi atti del metamorfismo regionale con la presa di posizione, in una zolla sialica di proporzioni relativamente modeste, dei plutoni di Biella e Traversella, e di un vasto corteo filoniano.

6.4. Il problema delle radici dei ricoprimenti.

Gli argomenti trattati ci portano infine a ricordare il problema delle radici, uno degli argomenti più controversi e a nostro avviso più deboli della ipotesi di E. ARGAND.

Nulla prova che le falde abbiano una radice, sosteneva F. HERMANN (1930), « *che cioè abbiano un legame, una continuità ininterrotta con una massa profonda, autoctona, secondo le supposizioni in voga* ». I ricoprimenti « *altro non possono essere che immense zolle sialiche, antiche ghirlande insulari o scaglie gigantesche (per i più esterni) listricamente separate totalmente da altre scaglie... un ricoprimento... termina probabilmente a tergo con sfilacciamenti, lembi strappati e laminati, diminuzione continua di volume, o con un lungo peduncolo di cui non conosciamo la estremità, probabilmente sfilacciata anch'essa* ».

Noi condividiamo appieno queste idee, diretta conseguenza di una diversa concezione sul meccanismo di formazione delle Alpi, una catena a ricoprimenti, sorta non da una geosinclinale in evoluzione geometrica, ma dal contrasto di grandi masse sialiche alla deriva sul substrato simatico.

Riteniamo che le critiche di HERMANN alla concezione di radice propugnata da ARGAND siano valide essenzialmente per la Zona Pennidica, in particolare per i ricoprimenti pennidici più elevati, e per la Zona Sesia-Lanzo. Non lo sono invece per le Falde elvetiche e neppure per i ricoprimenti austroalpini. Nell'Austroalpino superiore in Valtellina, Alto Adige (Ortles-Cevedale, Val Passiria, Pusteria) ed in Valle d'Aosta (Serie di Valpelline, II Zona Diorito-kinzigitica) si osserva il passaggio graduale dal ricoprimento vero e proprio ad una « zona di radice » più o meno autoctona, secondo il quadro strutturale prospettato da Gb. DAL PIAZ (1936, 1937) accolto ed esteso da F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ & R. SACCHI (1970).

Se togliamo al termine « radice » il significato originario di collegamento strutturale continuo e lo sostituiamo con la generica accezione di « *area di provenienza tettonica* », con valore quindi essenzialmente paleogeografico, possiamo affermare che la « radice » della Falda dei Calcescisti con Pietre Verdi deve essere ricercata nella sutura della Fossa Piemontese, originariamente aperta tra il basamento sudalpino e quello pennidico.

Le « radici » del sistema Dent Blanche (Zona Sesia-Lanzo) e dei massicci del M. Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira sembrano invece assumere il ruolo di strutture tettoniche secondarie connesse con le fasi di compressione, probabili testimoni di processi di scorrimento della crosta sialica sotto il substrato simatico o di reciproca implicazione tettonica.

BIBLIOGRAFIA

AMSTUTZ A., 1962 - *Notice pour une carte géologique de la Vallée de Cogne et de quelques autres espaces au Sud d'Aoste.* Arch. Sc. Genève, *15*, 1-104.

ARGAND E., 1911 - *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* Mat. Carte géol. Suisse, n. ser., *31*, 1-25.

ARGAND E., 1916 - *Sur l'arc des Alpes Occidentales.* Eclogae Geol. Helv., *14*, 145-191.

ARGAND E., 1924 - *La tectonique de l'Asie.* XIII Intern. Geol. Congr. Liège, *1*, 171-372.

BADOUX H., 1969 - *Réflexions et hypothèses à propos de la limite alpino-dinarique.* Eclogae Geol. Helv., *62*, 543-545.

BAGGIO P., 1969 - *La formazione mesozoica pennidica dei calcescisti con ofioliti delle valli di Vizze, Fundres e Valles, nell'Alto Adige orientale.* Mem. Mus. Tridentino Sc. Nat., *17*, 207-248.

BARETTI M., 1893 - *Geologia della Provincia di Torino.* Ed. Casanova, Torino.

BEARTH P., 1952 - *Geologie und Petrographie des Monte Rosa.* Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F., *96*, 94 pp.

BEARTH P., 1959 - *Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *39*, 267-286.

BEARTH P., 1962 - *Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *42*, 127-137.

BEARTH P., 1965 - *Zur Entstehung alpinotyper Eklogite.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *45*, 179-188.

BEARTH P., 1967 - *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., N. F., *132*, 130 pp.

BELLINI A. e MAIFREDI P., 1968 - *Osservazioni geologiche e petrografiche tra il Colle delle Finestre e la Val Sangone (Provincia di Torino).* Atti Ist. Geologia Univ. Genova, *5* (1967), 65-130.

BERTRAND J. M., 1968 - *Etude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies).* Géologie Alpine, *44*, 55-87.

BEZZI A. & PICCARDO G., 1970 - *Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche della Liguria. Riflessioni sulla genesi dei complessi ofiolitici in ambiente appenninico e alpino.* Rend. S.I.M.P., *26*, 1-42.

BEZZI A. & PICCARDO G., in stampa - *Structural features of the ligurian ophiolites: petrologic evidence for the «oceanic» floor of the Northern Apennines geosynclime and contribution to the problem of the alpine-type gabbro-peridotite associations.*

BIANCHI A. & CARPANESE T., 1928 - *Studi sulle Cloriti.* Atti R. Istituto Veneto Sc. Lettere Arti, *87*, 145-159.

BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb., 1959 - *La memoria geologico-petrografica di R. Michel sul massiccio del Gran Paradiso e regioni adiacenti.* Rend. SMI., *15*, 21-24.

BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1963) - *Gli inclusi di «micascisti eclogitici» della Zona Sesia nella formazione porfiritica permiana della Zona del Canavese fra Biella ed Oropa.* Giornale Geol., *31*, 39-76.

BOERIS G., 1897 - *Sull'epidoto della Comba di Compare Robert (Avigliana).* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., 32, 670-680.

BOERIS G., 1899 - *Nuove osservazioni sopra i minerali della Comba di Compare Robert.* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *34*, 609-621.

BOERIS G., 1900 - *Sopra la perowskite di S. Ambrogio in Valle di Susa.* Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., ser. *5*, *9*, 52-55.

BOERIS G., 1902 - *Titanite del monte Pian Real.* Atti Soc. It. Sc. Nat., *41*, 357-360.

BOERIS G., 1903 a - *Idocrasio del monte Pian Real.* Atti Soc. It. Sc. Nat., *42*, 45-53.

BOERIS G., 1903 b - *Appunti di mineralogia piemontese.* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *38*, 685-694.

BORTOLAMI Gc. & DAL PIAZ G. V., 1968 - *I filoni rodingitici di Givoletto e Casellette nel Massiccio ultrabasico di Lanzo (Torino).* Boll. Soc. Geol. It., *87*, 479-490.

CALLEGARI E., COMPAGNONI R. & DAL PIAZ G. V., 1969 - *Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso.* Boll. Soc. Geol. It., *88*, 59-69.

CARON J. M. & SAILLOT P., 1968 - *Nouveaux gisements de lawsonite et de jadeite dans les Alpes Franco-Italiennes.* C.R. Acad. Sc. Paris, *268*, 3153-3156.

CARPANESE T., 1933 - *Contributo alla conoscenza della titanolivina.* Periodico Min., *4*, 339-372.

CARRARO F., DAL PIAZ G. V. & SACCHI R., 1970 - *Serie di Valpelline e II Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbano.* Mem. Soc. Geol. It., *9*, 197-224.

CHATTERJEE N. D., 1963 - *Zur Tektonik der Penninischen Zone in der weiteren umrahmung des nordlichen Dora-Maira-Massivs, italienische Westalpen.* Geol. Rund., *53*, 536-550.

COMPAGNONI R. & PRATO R., 1969 - *Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del Massiccio del Gran Paradiso.* Boll. Soc. Geol. It., *88*, 537-549.

CONTI S., 1955 - *Sulla geologia della zona del Monte Viso.* Pubbl. Ist. Geol. Univ. Genova, ser. B, *9*, 10 pp.

CONTI S., 1964 - *Rassegna casistica delle ofioliti italiane; 1: petrogenesi e classificazione delle serpentiniti.* Atti Ist. Geol. Univ. Genova, *2*, 1-95.

CONTI S., 1966 - *Rassegna casistica delle ofioliti italiane; 2: petrogenesi e classificazione delle prasiniti e delle anfiboliti associate alla formazione alpina dei calcescisti.* Atti Ist. Geol. Univ. Genova, *3* (1965), 249-433.

COSSA A., 1884 - *Idocrasia della Valle di Susa.* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *19*, 539.

DAL PIAZ Gb., 1928 - *Geologia della Catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, *7*, VII + 83 pp.

DAL PIAZ Gb., 1936 - *La struttura geologica delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles.* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *71*, 481-507.

DAL PIAZ Gb., 1937 - *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi Orientali.* Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis., ser. 6, *25*, 392-398.

DAL PIAZ Gb., 1938 - *Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri.* Periodico Min., *9*, 273-287.

DAL PIAZ Gb., 1939 - *La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi.* Boll. Soc. Geol. It., *58*, 105-152.

DAL PIAZ Gb., 1965 - *Meditazioni geologiche sul « Cristallino antico » delle Alpi.* Atti rassegna tecnica Soc. Ing. Arch. Torino, N.S., *19*, 573-576.

DAL PIAZ G. V., 1965 - *La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la Zona Sesia-Lanzo.* Boll. Soc. Geol. It., *84* (1), 67-104.

DAL PIAZ G. V., 1966 - *Gneiss ghiandoni, marmi ed anfiboliti antiche del ricoprimento Monte Rosa nell'alta Valle d'Ayas.* Boll. Soc. Geol. It., *85*, 103-132.

DAL PIAZ G. V., 1967 - *Le « granatiti » (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane.* Mem. Soc. Geol. It., *6*, 267-313.

DAL PIAZ G. V., 1969 - *Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane.* Rend. S.I.M.P., *25*, 263-315.

DAL PIAZ G. V. & GOVI M., 1968 - *Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta: nuovi ritrovamenti.* Boll. Soc. Geol. It., *87*, 91-108.

DAL PIAZ G. V. & SACCHI R., 1969 - *Osservazioni geologiche sul lembo di ricoprimento del Pillonet (Dent Blanche l.s.).* Mem. Soc. Geol. It., *8*, 835-846.

DEBENEDETTI A., 1965 - *Probabili relazioni tra cicli glaciali e movimenti epirogenetici alpini e subalpini.* Boll. Soc. Geol., It., *84* (4), 105-116.

DECANDIA F. A. & ELTER P., 1969 - *Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (Nota preliminare).* Mem. Soc. Toscana Sc. Nat., *76* (1), 9 pp.

DEVECCHI Gp. & PICCIRILLO E., 1968 - *Le ofioliti mesozoiche associate ai calcescisti negli Alti Tauri Sudoccidentali.* Mem. Mus. Tridentino Sc. Nat., *17*, 99-152.

DIETZ R. S., 1961 - *Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea-floor.* Nature, *190*, 854-857.

DIETZ R. S., 1962 - *Ocean-basin evolution by sea-floor spreading.* Amer. Geophys. Union Geophys. Mon, *6*, 11-12.

DIETZ R. S., 1963 - *Alpine serpentinites as oceanic rind fragments.* Geol. Soc. Amer. Bull., *74*, 947-952.

DUBOIS R., 1966 - *Les gneiss oeillés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie).* C. R. Acad. Sc. Paris, *262*, 1188-1191.

ELLENBERGER F., 1957 - *Le stilpnomélane, minéral de métamorphisme régional dans la Vanoise (Savoie).* C. R. Soc. Géol. France, 63-65.

ELLENBERGER F., 1958 - *Etude géologique du pays de Vanoise.* Mem. Carte Géol. France, 545 pp.

ELLENBERGER F., MICHARD A. & STURANI C., 1964 - *Découverte d'Ammonites et observations stratigraphiques dans les « Schistes lustrés » du Val Grana (Alpes Cottiennes).* C. R. Acad. Sc. Paris, *159*, 3047-3050.

ELTER G., 1960 - *La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, *22*, 113 pp.

FENOGLIO M. & SANERO E., 1941 - *I giacimenti di magnesite delle Prealpi Piemontesi.* Periodico Min., *12*, 83-111.

FORNASERI M. & BENSA G., 1939 - *Sulla cloromelanite di Mocchie in Val di Susa.* Periodico Min., *10*, 217-230.

FRANCESCHETTI B., 1961 - *Osservazioni e considerazioni sulle intercalazioni di brecce calcareo-dolomitiche della formazione dei calcescisti nelle Alpi Cozie meridionali (Val Grana e bassa Valle Stura di Demonte).* Boll. Soc. Geol. It., *80* (4), 3-15.

FRANCHI S., 1890 - *Anomalie della declinazione magnetica in rapporto con grandi masse serpentinose.* Boll. R. Comit. Geol. It., *21*, 10-14.

FRANCHI S., 1893 - *Nota preliminare sulla formazione gneissica e sulle rocce granitiche del massiccio cristallino ligure.* Boll. R. Comit. Geol. It., *24*, 43-69.

FRANCHI S., 1894 - *Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle campagne* 1891-92-93. Boll. R. Comti. Geol. It., *25*, 231-258.

FRANCHI S., 1895 - *Notizie sopra alcune metamorfosi di eufoditi e diabasi nelle Alpi Occidentali.* Boll. R. Comit. Geol. It., *26*, 181-204.

FRANCHI S., 1896 - *Prasiniti ed anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pegli, nelle isole Giglio e Gorgona ed al Capo Argentario.* Boll. Soc. Geol. It., *15*, 169-181.

FRANCHI S., 1897 a - *Sopra alcuni nuovi giacimenti di roccie a Lawsonite.* Boll. Soc. Geol. It., *16*, 73-76.

FRANCHI S., 1897 b - *Appunti geologici e petrografici sui monti di Bussoleno nel versante destro della Dora Riparia.* Boll. R. Comit. Geol. It., *28*, 3-46.

FRANCHI S., 1898 - *Sull'età mesozoica della zona delle Pietre Verdi nelle Alpi occidentali.* Boll. R. Comit. Geol. It., *29*, 173-247 e 325-482.

FRANCHI S., 1900 - *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi occidentali e nell'Appennino ligure.* Boll. R. Comit. Geol. It., *31*, 119-158.

FRANCHI S., 1902 - *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale.* Boll. R. Comit. Geol. It., *33*, 255-318.

FRANCHI S., 1906 - *La zona delle pietre verdi fra l'Ellero e la Bormida e la sua continuità fra il Gruppo di Voltri e le Alpi Cozie.* Boll. R. Comit. Geol. It., *37*, 89-117.

FRANCHI S., 1929 - *Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane.* Mem. descr. Carta Geol. It., *22*, 5-63.

FRANCHI S. & NOVARESE V., 1895 - *Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pinerolo.* Boll. R. Comit. Geol. It., *26*, 385-429.

GASTALDI B., 1871 - *Studi geologici sulle Alpi Occidentali.* Mem. per servire descr. Carta Geol. It., *1*, 1-48.

GASTALDI B., 1872 - *Cenni sulla costituzione geologica del Piemonte.* Boll. R. Comit. Geol. It., *3*, 14-32 e 77-96.

GAY M., 1966 - *Etude d'un stilpnomélane des Alpes franco-italiennes.* Bull. Soc. franç. Min. Crist., *89*(3), 344-347.

GENNARO V., 1931 - *I minerali delle serpentine di Piossasco (Piemonte).* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *66*, 433-458.

GRILL E., PAGLIANI G. & SACCHI L., 1955 - *La genesi del talco della Valle della Germanasca (Alpi Cozie).* Rend. Ist. Lombardo Sc. Lett., *88*, 442-490.

HERMANN F., 1925 - *Paléogéographie et genèse penniques.* Eclogae Geol. Helv., *19*, 604-618.

HERMANN F., 1930 - *Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, *8*, 44 pp.

HESS H. H. ,1955 - *Serpentines, orogeny and epeirogeny.* Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, *62*, 391-407.

HESS H. H., 1960 - *Stillwater Igneous Complex, Montana. A Quantitative Mineralogical Study.* Mem. Geol. Soc. Amer., *80*, 230 pp.

HESS H. H., 1962 - *History of ocean basins.* Petr. Studies, Geol. Soc. Amer., Vol. in onore A. F. Buddington, 599-620.

HESS H. H., 1965 - *Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor.* Submarine Geol. Geophys., Colston Res. Soc. Symp. 17th Bristol, 317-332.

HUNZIKER J. C., 1970 - *Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps.* Eclogae Geol. Helv., *63*, 151-161.

KAADEN G. van der, 1964 - *The different concepts of the genesis of Alpine-type emplaced ultrabasic rocks.* C. R. sémin. O.C.D.E., Paris, 79-97.

LAUBSCHER H., 1969 - *Mountain building.* Tectonophysics, *7*, 551-563.

LENSCH G., 1968 - *Die Ultramafite der Zone von Ivrea-Verbano (Norditalien).* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *48*, 91-102.

LE PICHON X., 1968 - *Sea floor spreading and continental drift.* Journ. Geophys. Res., *73*, 3661-3697.

LOUBAT H., 1968 - *Etude pétrographique des ophiolites de la « Zone du Versoyen » Savoie (France), Province d'Aoste (Italie).* Arch. Sc. Genève, 21, 265-454.

MALARODA R., 1946 - *Revisione ed aggiornamento della sistematica delle tettoniti a deformazione post-cristallina (Miloniti l.s. Auct.).* Rend. Soc. Min. It., *3*, 150-167.

MALARODA R., 1957 - *Studi geologici sulla dorsale montuosa compresa tra le basse valli della Stura di Demonte e del Gesso (Alpi Marittime).* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, *20*, 130 pp.

MATTIROLO E., 1905 - *Carta geo-litologica delle Valli di Lanzo.* Boll. R. Comit Geol. It., *36*, 191-211.

MICHARD A., 1965 - *Une nappe de socle dans les Alpes cottiennes internes? Implications paléogéographique et rôle éventuel des mouvements crétacés.* C. R. Acad. Sc. Paris, *260*, 4012-4015.

MICHARD A., 1967 - *Etude géologique dans les zones internes des Alpes Cottiennes.* C.N.R.S. Paris, 447 pp.

MICHARD A. & STURANI C., 1963 - *Détermination de quelques Céphalopodes, notamment Ammonoïdes, dans les dolomies triasiques du Val Grana (Alpes Cottiennes méridionales).* C. R. somm. Soc. Géol. France, 11-13.

MICHARD A. & VIALON P., 1966 - *Permo-Trias, Permien l.s. et Permo-Carbonifère métamorphisés des Alpes Cottiennes internes: les faciès « Verrucano » et les séries volcano-détritiques du Massif Dora-Maira.* Symp. Verrucano Pisa 1965, Soc. Toscana Sc. Nat., 116-135.

MICHEL R., 1953 - *Les Schistes cristallins du massif du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes).* Sciences de la Terre Nancy, *1*, 287 pp.

MICHEL R., 1955 - *Note préliminaire sur les schistes cristallins du massif de Dora-Maira (Alpes piémontaises).* C. R. somm. Soc. Géol. France, 99-101.

MICHEL R. & NICOLAS A., 1961 - *Textures et débits en coussins (pillow-lavas) dans les prasinites de la Stura di Viù (Alpes piémontaises).* C. R. somm. Soc. Géol. France, 227-228.

MICHELETTI T., 1964 - *Il Piemonte minerario.* Boll. Ass. Min. Subalpina, *1*, 19-48.

NESS M., 1928 - *Petrographisch-Chemische Untersuchungen über Magnesitlagerstätten von Baldissero und Casellette in Piemont.* Diss. Univ. Colonia.

NICOLAS A., 1966 - *Etude pétrochimique des Roches Vertes et de leurs minéraux entra Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises).* Tesi, Fac. Sc. Nantes, 299 pp.

NICOLAS A., 1967 - *Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maïra et Grand Paradis.* Trav. Lab. Géol. Grenoble, *43*, 139-167.

NICOLAS A., 1968 - *Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *48*, 145-156.

NICOLAS A., 1969 a - *Serpentinisation d'une Lherzolite: bilan chimique, implication tectonique.* Bull. Volcan., *32*, 499-508.

NICOLAS A., 1969 b - *Une vue unitaire concernant l'origine des massifs ultrabasiques des Alpes occidentales internes.* C. R. Acad. Sc. Paris, *269*, 1831-1834.

NICOLAS A., 1969 c - *Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes Piémontaises).* Schweiz. Min. Petr. Mitt., *49*, 359-377.

NIGGLI E., 1970 - *Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung.* Fortschr Miner., *47*, 16-26.

NOVARESE V., 1895 a - *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occdentali.* Boll. R. Comit. Geol. It., *26*, 164-181.

NOVARESE V., 1895 b - *Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle della Germanasca (Alpi Cozie).* Boll. R. Comit. Geol. It., *26*, 253-282.

NOVARESE V., 1896 - *Rilevamento geologico del 1895 nella Val Pellice (Alpi Cozie).* Boll. R. Comit. Geol. It., *27*, 231-267.

NOVARESE V., 1913 - *Relazioni preliminari sulla campagna geologica dell'anno 1911.* Boll. R. Comit. Geol. It., *43* (1912), 30-38.

OLIVER J. & ISACKS B., 1967 - *Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere.* Jour. Geophys. Res., *72*, 4259-4275.

PAGLIANI G., 1954 - *Studio petrografico del gneiss di Luserna (Alpi Cozie).* Ist. Lombardo Sc. Lett., *87*, 493-514.

PAGLIANI PEYRONEL G., 1957 - *La quarzite di Monte Bracco (Alpi Coze).* Rend. Soc. Min. It., *13*, 281-294.

PERETTI L., 1967 - *Geologia e genesi dei giacimenti di talco nel Pinerolese.* Boll. Ass. Min. Subalpina, *3* (1966), 283-306.

PETER TJ., 1969 - *Rocks of the Alpine ophiolitic suite: discussion on the paper « The origin of ultramafic and ultrabasic rocks » by P. J. Wyllie.* Tectonophys., *7*, 507-509.

PIOLTI G., 1889 - *Gneiss tormalinifero di Villar Focchiardo (Val di Susa).* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *24*, 661-670.

PIOLTI G., 1897 - *Sull'origine della magnesite di Casellette (Valle di Susa).* Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, *47*, 126-142.

PIOLTI G., 1899 - *Sulla presenza della iadeite nella Valle di Susa.* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *34*, 600-608.

PIOLTI G., 1902 - *Pirosseniti, glaucofaniti, eclogiti ed anfiboliti dei dintorni di Mocchie (Val di Susa).* Att. R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *37*, 660-666.

PIOLTI G., 1904 - *Gabbro orneblendico e saussurite di Val della Torre (Piemonte).* Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *39*, 912-920.

PIOLTI G., 1905 - *Sull'alterazione della lherzolite di Val della Torre (Piemonte)*. Ann. R. Acc. Agr. Torino, *48*.

RAUMER J. F. von, 1969 - *Stilpnomelan als alpinmetamorphes Product im Mont-Blanc-Granit*. Contr. Min. Petrol., *21*, 257-271.

REINHARDT B., 1966 - *Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *46*, 553-678.

REINHARDT B., 1969 - *On the Genesis and Emplacement of Ophiolites in the Oman Mountains Geosyncline*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *49*, 1-30.

REPOSSI E., 1925 - *Vesuvianite di S. Ambrogio (Val di Susa)*. Atti R. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *60*, 609-620.

REPOSSI E. & GENNARO V., 1926 - *I minerali delle serpentine di Piossasco (Piemonte)*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis., ser. 6, *4*, 150-153.

RICCI B., 1967 - *Nuove località fossilifere nei calcescisti dell'alta Val Grana (Alpi Cozie)*. Boll. Soc. Geol. It., *86*, 97-101.

RIGAULT G., 1958 - *Ricerche sulla massa peridotitico-serpentinosa di Germagnano in Val di Lanzo*. Periodico Min., *27*, 247-264.

ROCCATI A., 1907 - *Escursione a Pianezza, Casellette ed Avigliana (9 settembre 1907)*. Boll. Soc. Geol. It., *26*, CXXXV-CXLII.

ROEVER W. P. de, 1957, *Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfraehtete Bruchstücke der Peridotitschale?* Geol. Rund., *46*, 137-146.

SANERO E., 1932 - *Sopra alcune rocce del M. Musinè (Valle di Susa)*. Periodico Min., *3*, 87-123.

SISMONDA A., 1840 - *Osservazioni mineralogiche e geologiche per servire alla formazione della carta geologica del Piemonte*. Mem. R. Acc. Sc. Torino, ser. 2, *2*, 1-40.

SISMONDA A., 1866 - *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria* 1:500.000.

STAUB R., 1924 - *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz., N. F., *52*, 272 pp.

STELLA A., 1895 - *Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in Valle Varaita (Alpi Cozie)*. Boll. R. Comit. Geol. It., *26*, 283-313.

STELLA A., 1896 - *Sul rilevamento geologico eseguito in Valle Po (Alpi Cozie) nel 1895*. Boll. R. Comit. Geol. It., *27*, 268-296.

Symposium on the Problem of Oceanization in the Western Mediterranean, 1969 - Trans. R. Geol. Mining Soc. Netherlands, *26*, 165 pp.

THAYER T. P., 1960 - *Some Critical Differences between Alpine-Type and Stratiform Peridotite-Gabbro Complexes*. XXI Intern. Geol. Congr. Copenhagen, *13*, 247-259.

THAYER T. P., 1969 - *Peridotite-Gabbro Complexes as keys to Petrology of Mid-Oceanic Ridges*. Geol. Soc. Amer. Bull., *80*, 1515-1522.

TRÜMPY R., 1960 - *Paleotectonic evolution of the central and western Alps*. Bull. Geol. Soc. Amer., *71*, 843-908.

TRÜMPY R., 1965 - *Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen*. Umschau Wiss. Technik, *65*, 573-577.

VECCHIA O., 1968 - *La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes. Géophysique et géologie*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *48*, 215-225.

VIALON P., 1966 - *Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira (Alpes cottiennes internes - Italie)*. Trav. Lab. Géol. Grenoble, mém., *4*, 282 pp.

VIALON P., 1967 - *Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes cottiennes internes, Italie) et ses abords*. Trav. Lab. Géol. Grenoble, *43*, 245-258.

VUAGNAT M., 1956 - *Sur les roches à stilpnomélane du Versoyen, Savoie*. Arch. Sc. Genève, *9*, 321-325.

VUAGNAT M., 1968 - *Quelques réflexions sur le complexe basique-ultrabasique de la zone d'Ivrée et les ultramafites alpinotypes*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., *48*, 157-164.

WAGER L. R. & BROWN G. M., 1967 - *Layered igneous rocks*. Oliver & Boyd, Edinburgo - Londra, 588 pp.

WYLLIE P. J. & ALII, 1967 - *Ultramafic and related rocks*. John Wiley & Sons, N. York - Londra - Sidney, 464 pp.

ZACCAGNA D., 1887 - *Sulla geologia delle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., *18*, 346-417.

ZAMBONINI F., 1901 - *Su alcuni minerali della Rocca Rossa e Monte Pian Real (Val di Susa)*. Rivista Min. Crist. It., *27*, 35-46.

ZAMBONINI F., 1906 a - *Ueber den metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca im Susa - Tale*. N. Jb. Min. Geol. Pal., 1906 (2), 105-134.

ZAMBONINI F., 1906 b - *Sull'epidoto dei dintorni di Chiavriè, presso Condove, nella valle di Susa*. Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., ser. 5, *15*, 179-183.

ZAMBONINI F., 1908 - *Ueber ein Idokrasvorkommen aus dem Susatale*. Zeitschr. Krist., *45*, 143-154.

ZANETTIN E., 1964 - *Il contatto fra la Serie grafitica delle Alpi Cozie e la Formazione degli gneiss ghiandoni sul versante sinistro della bassa Val Chisone (Massiccio Dora-Maira)*. Atti Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. fis., *98*, 375-396.

ZANETTIN LORENZONI E., 1967 - *Su di un fenomeno di granodioritizzazione degli gneiss biotitico-epidotici di Albarea (Val Chisone - Alpi Cozie)*. Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. mat. nat., *79*, 129-169.

INDICE

Direttore responsabile: Prof. Cesare Conci — Registrato al Tribunale di Milano al N. 6694

TAVOLE

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XI

Figg. 1-2. — Metagabbro a bande eclogitico-glaucofanitiche a SW di Villar Dora; le regolari intercalazioni stratoidi (fig. 1) sono a volte colpite da incipiente segmentazione per *boudinage* (fig. 2).

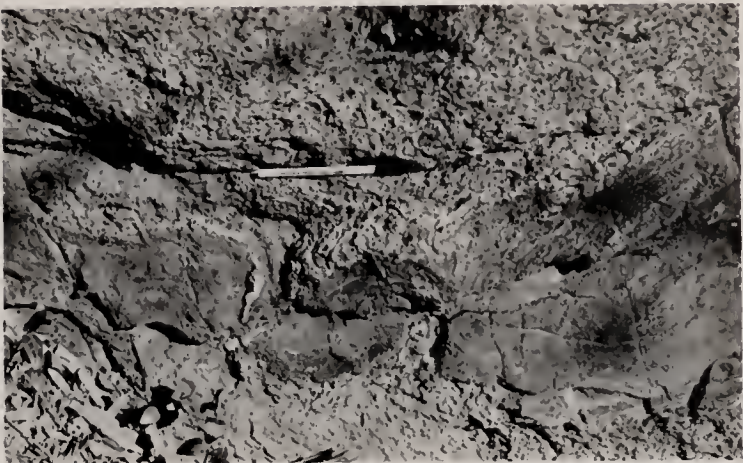
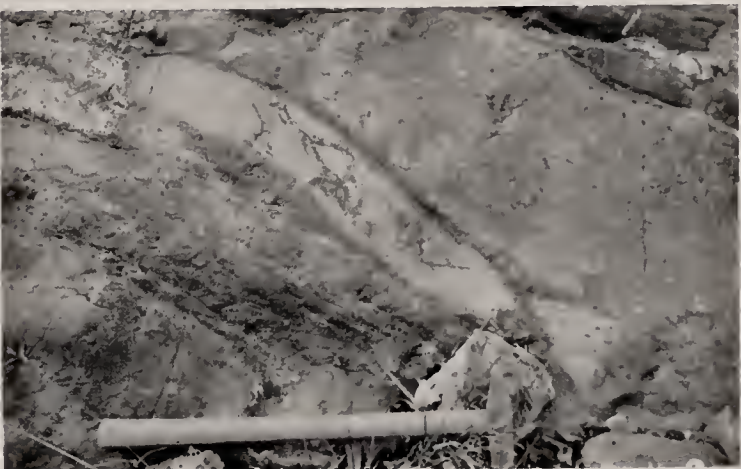
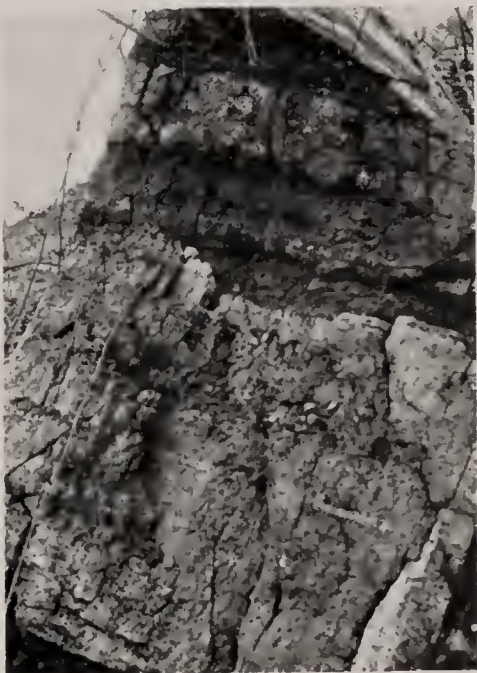
Figg. 3-4. — Prasiniti ed anfiboliti epidotico-glaucofaniche di Torre del Colle, listate e plasticamente ripiegate (assi da molto inclinati a subverticali, fig. 4).

Fig. 5. — Filoncello rodingitico, con variazione di spessore di origne tettonica, nelle serpentine antigoritiche del M. Moncuni (Cava Monfrino, ad Est del Lago Piccolo di Avigliana).

Fig. 6. — Prasiniti con struttura a *pillows*; basso corso dell'Evançon (Valle d'Aosta).

Fig. 7. — La grande parete di metagabbri ad onfacite, con intercalazioni eclogitiche e glaucofanitiche, a NE di Caprie; la struttura è complicata da grandi pieghe isoclinali.

Fig. 8. — Reticolato di vene di magnesite a Givoletto (Massiccio ultrabasco di Lanzo).

Fig. 9. — Regolare struttura stratificata (*layering*) nelle ultrabasiti fresche del M. Musinè.

1
2
3
4
5
6
7
8
9

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XII

Fig. 1. — Anfibolite albitico-cloritica a stilpnomelano con relitti di granato: particolare dello stilpnomelano in associazione con anfibolo verde-azzurro e clorite; piccolo affioramento a NE di Montecapretto (Almese), alla base delle ultrabasiti del Massiccio di Lanzo. (Solo Pol., 100 x circa).

Fig. 2. — Stilpnomelano in covoni negli gneiss minuti della Zona Sesia-Lanzo, alla base del lembo di ricoprimento del M. Nery (II Zona Diorito-kinzigitica); testata del vallone a Sud dei Laghi Frudiera, Valle d'Ayas. (Solo Pol., 30 x circa).

Fig. 3. — Gabbro saussuritico in filoni nelle lherzoliti del M. Musinè: clinopirosseno fresco entro matrice nerastra di saussurite (ex plagioclasio calcico). (Solo Pol., 20 x circa).

Fig. 4. — Gabbro rodingitico in filoni nelle serpentine del M. Musinè: grande porfiroclasto di clinopirosseno (diallagio *Auct.*) solcato da venuzze di grossularia-andradite (scure), a loro volta intersecate da una vena maggiore di clinocloro, diopside e granato. (Solo Pol., 40 x circa).

Figg. 5-6. — Metagabbri con paragenesi di alta pressione sul versante sinistro della bassa Valle di Susa (Caprie, Villar Dora): pseudomorfosi di onfacite su « diallagio » in matrice eclogitica (granato, glaucofane ± onfacite, mica bianca ed epidoto). (Solo Pol., 15 x circa).

Fig. 7. — Eclogite bimineralica zonata del M. Viso (Colletto a Sud del Lago Fiorenza). Un livelletto di granato, in matrice onfacitica, sottolinea la caratteristica deformazione per fite pieghe di stile profondo.

Fig. 8. — Lherzolite fresca del M. Musinè: olivina, pirosseni con abbondante spinello cromifero (plaghe nerastre) ad orlo cloritico (ex plagioclasio). (Solo Pol., 25 x circa).

VOLUME X.

VOLUME XI.

VOLUME XII.

VOLUME XIII.

VOLUME XIV.

VOLUME XV.

VOLUME XVI.

VOLUME XVII.

VOLUME XVIII.

Le Memorie sono disponibili presso la Segreteria della Società Italiana di Scienze Naturali, Milano, Palazzo del Museo Civico di Storia Naturale (Corso Venezia 55)

FRANCO PETRUCCI
G. C. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ
Istituto di Geologia di Parma - Istituto di Geologia di Torino

CARTA GEO-MORFOLOGICA DELL' ANFITEATRO MORENICO DI RIVOLI - AVIGLIANA (Prov. Torino) E DEL SUO SUBSTRATO CRISTALLINO

Col contributo del C. N. R. - Ricerche geomorfologiche e stratigrafiche

Collaborazione pedologica: G. A. FERRARI & F. MANCINI - Istituto di Geologia Applicata di Firenze
Memorie della Soc. It. Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale - Milano Vol. XVIII fasc. III - 1970

Da rilevamento geologico 1 : 25.000 (anni 1965-1969)

Aut. I. G. M. n. 109 del 20 Maggio 1969

SCALA 1 : 40.000

LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA - FIRENZE - AGOSTO 1969